

5^e Série, t. XVIII. — 1948. — N^o 1-2-3

BULLETIN
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FRANCE

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

CETTE SOCIÉTÉ, FONDÉE LE 17 MARS 1830,
A ÉTÉ AUTORISÉE ET RECONNUE COMME ÉTABLISSEMENT D'UTILITÉ PUBLIQUE
PAR ORDONNANCE DU 3 AVRIL 1832.

CINQUIÈME SÉRIE

TOME DIX-HUITIÈME

FASCICULE 1-2-3

Feuilles 4 à 43 — Planches I-VIII

29 figures, 4 tableaux dans le texte

PARIS
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE
28, rue Serpente, VI

COMPTE DE CHÈQUES POSTAUX PARIS, N^o 173-72
Téléph. : DANTON 90-61

1948

DÉCEMBRE 1948

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830.

Etablissement d'Utilité Publique, reconnu par Ordonnance du 3 avril 1832.

EXTRAITS DU RÈGLEMENT

ART. 2. — L'objet de la Société est de concourir à l'avancement de la Géologie en général, et particulièrement de faire connaître le sol de la France, tant en lui-même que dans ses rapports avec les Arts industriels et l'Agriculture.

ART. 3. — Le nombre des membres de la Société est illimité. Les Français et les Étrangers peuvent également en faire partie. Il n'existe aucune distinction entre les membres.

ART. 42. — Pour assister aux séances, les personnes étrangères à la Société doivent être présentées chaque fois par un de ses membres.

ART. 46. — Aucune communication ou discussion ne peut avoir lieu sur des objets étrangers à la Géologie ou aux Sciences qui s'y rattachent.

ART. 48. — Chaque année, de juillet à novembre, la Société tiendra une ou plusieurs séances extraordinaires sur un point qui aura été préalablement déterminé.

ART. 55. — Tous les travaux destinés à l'impression doivent être inédits et avoir été présentés à une séance.

ART. 75. — Les auteurs reçoivent 50 tirages à part de leurs communications insérées au *Bulletin* : ils peuvent en outre en faire faire à leurs frais, en passant par l'intermédiaire du Secrétariat.

AVANTAGES ACCORDÉS AUX MEMBRES

Les membres de la Société reçoivent *gratuitement* les *Comptes rendus des séances et le Bulletin*.

Le service de la Bibliographie des Sciences géologiques n'est fait qu'aux membres qui envoient 350 fr. par an pour les frais de port et de manutention.

Les membres peuvent utiliser le prêt des livres à domicile (cautionnement 300 fr.).

Ils peuvent *acheter* à la Société : 1° avec une remise de 25 %, les *Comptes rendus et les Bulletins*, la *Bibliographie* ; 2° avec une rem. de 20 %, les *Mémoires de Géologie* (par mémoire), les *Mémoires de Paléontologie* (par mémoires séparés), les *Mémoires* (nouvelle série) par souscription au volume ou par mémoires séparés.

La Société met également en vente les ouvrages de Fontannes et de Cossmann. Catalogue et prix sur demande.

1. La remise ne s'applique que pour un seul exemplaire. Elle ne s'applique pas aux séries complètes, mises en réserve, qui ne sont vendues qu'après décision spéciale du Conseil.

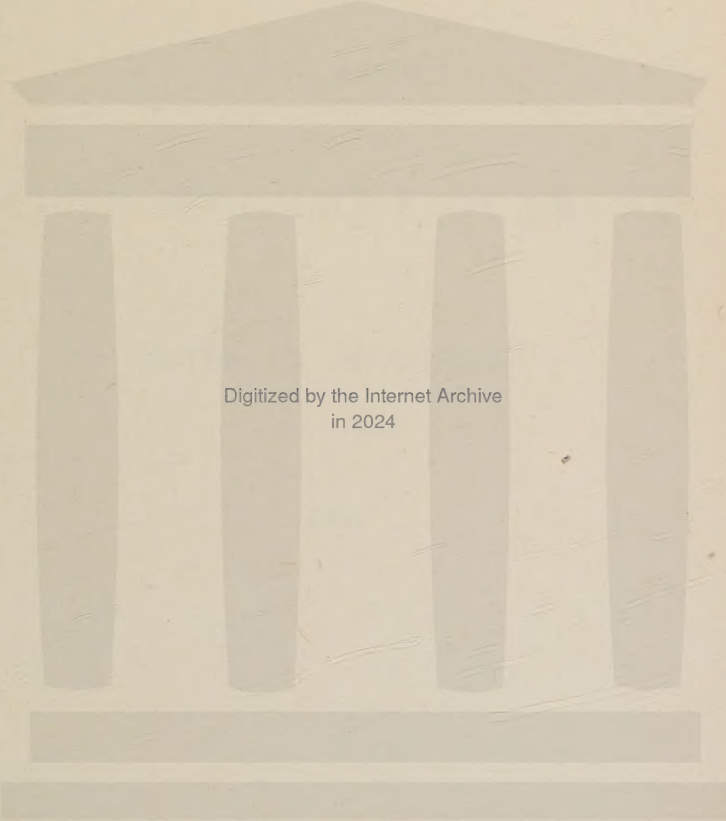
CONDITIONS D'ADMISSION

Être présenté à une séance de la Société par deux de ses membres qui auront signé la présentation et avoir été proclamé dans la séance suivante (art. 4 du Règlement).

A défaut de deux parrains, adresser au Secrétariat un exposé de titres et références.

Cotisation 1948 : 500 francs.

Pour tous renseignements, achats et abonnements, s'adresser *impersonnellement* au Secrétaire de la Société, 28, rue Serpente, Paris, VI^e.



Digitized by the Internet Archive
in 2024

BULLETIN

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

NOTES ET MÉMOIRES

1948

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

ESSAI SYNTHÉTIQUE SUR LA GÉOLOGIE DE LA CORNOUAILLE OCCIDENTALE (FINISTÈRE)

PAR **P. R. Giot**¹.

Malmenant les dénominations issues des traditions historiques, religieuses, ethnographiques ou dialectologiques, depuis Ch. Barrois (1897), les géologues et les physiogéographes nomment « Cornouaille » le plateau méridional de la Bretagne défini par Puillion-Boblaye (1827). Entretenant l'étude de cette région géologique naturelle du Massif Armoricaïn par son extrémité occidentale, depuis 1939, il nous a fallu, pour des raisons variées, nous limiter à la partie finistérienne. Cherchant vers le N à nous arc-bouter contre des formations paléozoïques d'âge certain, nous avons débordé ce cadre, et finalement avons étudié cette partie du « Bro-Kerne » qui est qualifiée d'« izel », = « basse », c'est-à-dire occidentale (plutôt qu'en dehors du pays des « monts »); sans même démentir ces bases humaines, nous avons parcouru le canton de Gourin (Morbihan), qui fait partie de la Cornouaille historique et linguistique.

La série des prises de date que nous avons publiées depuis 1944, au fur et à mesure de la mise au point des problèmes partiels, pouvant sembler décousue, nous allons présenter un schéma d'ensemble destiné à montrer les liaisons existant entre les différents centres d'intérêt géologiques, et à dégager les grandes lignes de la synthèse qu'il est possible d'en extraire. Opéissant à la « structure rayée » de la Bretagne, nous procéderons autant que possible du N au S, dans la mesure où les problèmes peuvent se répartir entre les quatre grandes unités structurales que nous distinguerons au S du synclinorium médian.

*
* *

Nous ne reviendrons pas sur l'étude de la tectonique des terrains primaires de la bordure méridionale du *bassin de Châteaulin*, nous bornant à rappeler que son élément oriental, les Montagnes Noires, est redressé en direction du Léon, tandis que le secteur occidental, ou massif du Menez Hom, se montre intimement plissé par de multiples ondes axées Cornouaille, s'abaissant vers l'E. La liaison entre ces deux territoires différents a lieu par une zone de rupture, le pli de Briec, qui a accentué la ten-

1. Note présentée à la séance du 21 avril 1947.

dance à l'ennoyage des axes Cornouaille sous d'autres plis axés Léon, affectant du Dévonien seulement. Flottant dans les granulites au SW, on trouve des débris non digérés de sa prolongation, sous forme de quartzites et schistes dévonoïdes, jusqu'au delà de Douarnenez, rappelant par symétrie la structure du pays de Léon (quartzites inclus dans les gneiss de Brest).

Les relations entre les terrains briovériens et paléozoïques sont clairement montrées par la discordance à grande échelle de leurs directions tectoniques. Le Briovérien, de par les mouvements cadomiens, a acquis une structure isoclinale orientée rigoureusement E-W, bien mise en évidence par tous les bancs à faciès différencié qu'il peut contenir. Il y a disharmonie complète avec le Paléozoïque, et celui-ci a donc subi une tectonique de revêtement, qui n'a nullement influencé son substratum induré.

Le Briovérien de notre région est donc bien antecambrien. Vouloir en rattacher son faciès à poudingue de Gourin au Cambrien inférieur y serait d'autant plus insoutenable que cela impliquerait une discordance en plein Cambrien, contredisant tout ce que nous enseigne la géologie générale. Ce faciès à poudingues, s'étendant de Douarnenez (plage du Ris) au delà de Gourin (lande de Kerivoal), forme une zone alignée E-W, confirmant de nouveau, à échelle myriamétrique, l'orientation cadomienne. Au N se trouve un faciès à quartzophyllades, au S des schistes simples, dépassant déjà l'épimétamorphisme.

Un important anticlinorium en direction du Léon (remplaçant celui dit de Rohan par Barrois) est souligné par l'alignement formé par les massifs circonscrits granitiques de Douarnenez — Guelven — Rostrenen. Le granite de la Pointe-du-Van à Douarnenez est antérieur aux granulites. De Fourcy et Dufrénoy avaient déjà reconnu que le massif de Guelven (près Edern, de leur temps « Guerlevain ») est formé en partie de granite porphyroïde semblable à celui de Rostrenen, fait que Barrois a dû méconnaître; ses bords sont à grain fin, et il est parasité au S par de la granulite. Ces massifs granitiques sont accompagnés d'auréoles de contact bien développées.

Localisées uniquement sur le trajet de cette aire anticlinale, se trouvent des filons de roches éruptives que l'on doit considérer comme des schizolites, des faciès complémentaires de différenciation du magma granitique. D'une part les microgranites à l'E de Douarnenez, et de l'autre les dolérites (diabases épidioritisées) en nombreux sills dans le Briovérien au S des Montagnes Noires, dans le Paléozoïque très fissuré des environs de Glo-

mel, et qui sont possiblement en rapport avec les coulées épanchées à la base du Carbonifère (les rares filons plus méridionaux sont des diorites micacées ou quartzifères d'un autre cortège). Notons que cette répartition des filons et épanchements complémentaires, liés à certains anticlinaux granitisés (comme aussi les filons variés de la rade de Brest, de Brasparts et du Huelgoat, les coulées carbonifères du flanc N du bassin de Châteaulin, les batholites du Huelgoat et de Quintin) ne semble guère compatible avec les théories qui voient à l'origine de *toutes* les granitisations des « diffusions fractionnées à double sens dans le solide », car dans ces cas un « magma » granitique semble nécessaire.

En dehors des actions de contact, et de l'épimétamorphisme latent un peu partout, la première zone de métamorphisme un peu poussé que l'on rencontre est celle des célèbres schistes à staurotides de Coadry et de Scaër. Dufrénoy et de Fourcy avaient rapproché la naissance de ces minéraux des granites porphyroïdes de Guelven et Rostrenen. Barrois l'a attribuée à la granulite. Or il est manifeste que les roches du cortège granulitique, ne produisant que des effets de contact des plus irréguliers et restreints, souvent nuls, et injectant surtout des filons de granulite, aplite, pegmatite ou de peracidite (quartz) dans les fissures béantes, ces roches n'ont absolument pas développé de métamorphisme général proprement dit dans ces régions. L'attribution directe de la genèse des staurotides aux granites paraîtrait peut-être difficile, car il y a lieu de remarquer que les schistes à staurotides se trouvent en position inversée par rapport à l'axe de l'anticlinal : sur celui-ci on a les séries supérieures (épi) et c'est en s'éloignant vers le S que l'on semble descendre dans la mésozone, puis dans la catazone.

*
* *

La « fosse » *Baie-des-Trépassés-Pont-Croix-Quimper-Rosporden-Bannalec* est le deuxième trait structural majeur de la Cornouaille.

Appelée par Barrois synclinorium de Saint-Julien-de-Vouvantes (en réalité formé par la fusion de plusieurs synclinaux qui se déploient en éventail au SE), elle marque fortement topographie et hydrographie. C'est une zone de frottement intense, de laminage entre deux serrées formées par des alignements de granulites syncinématiques, devenant schisteuses sur leurs bords. A l'intérieur on y retrouve soit des roches complètement mylonitisées, soit des formations très reconnaissables, peu ou prou modifiées, et ce à de très faibles distances les unes des autres, ce qui indique un compartimentage par failles

transversales ayant séparé des blocs plus ou moins élevés ou abaissés les uns par rapport aux autres. A l'W de Pont-Croix on y voit des schistes bleus et quartzites noirs, phtanitiques, d'aspect très briovérien épimétamorphique, et non loin de là des gneiss écrasés.

Un caractère important est dessiné par deux bandes de rhyolites écrasées (hälleflintå de Barrois, « roche de la promenade de Quimper » des anciens auteurs). Ces bandes sont à peu près continues à l'W de Quimper (figurées par Barrois comme deux séries de petits pointements, et schématisées par une seule bande sur la carte au 320.000^e), l'irrégularité des affleurements correspondant aux décrochements transversaux. Une bande semblable fut reconnue par Barrois comme partant vers l'E à partir de Bannalec, au S de la fosse, mais nous avons retrouvé, sur l'autre bord de celle-ci, également près Bannalec, un témoin de la deuxième bande.

Ces roches, où certains voient le prolongement des coulées cambriennes de l'E du Massif Armoricaïn, nous semblent carbonifères, étant donné leur stricte localisation sur un accident tectonique de cet âge, leur épanchement ayant indubitablement précédé la serrée et la granulitisation syncinématique. Sans cela on devrait les rencontrer épanchées en dehors de cette zone étroite. Les deux bandes parallèles accusent bien l'affleurement de ces coulées sur les deux flancs synclinaux, et il n'est pas interdit de penser que s'il y a quelques sédiments superposés à ces roches volcaniques, ils sont également carbonifères. Ces rhyolites sont antérieures aux granulites, alors que d'autres roches, en quelque sorte complémentaires, également localisées le long de cette cicatrice, mais en filons ou laccolithes, sont postérieures, et point du tout modifiées. Il s'agit d'un certain nombre de boutons limités de diorites variées, soit micacées, comme la célèbre roche de Kermorvan près Quimper, soit tendant aux norites comme à Kerveil en Ergué-Gaberic ou à Penanerc'h en Elliant.

Vers l'E de Bannalec cette fosse est soulignée par l'extrémité d'un filon de quartz prolongeant le sillon de Bretagne. Au contraire, sa partie occidentale est garnie de plusieurs petits bassins houillers stéphanien (Quimper infrastéphanien, Cap-Sizum stéphanien supérieur, et Kergogne terminal, selon les précisions du Dr Picquenard, 1923). Tout se passe comme si la topographie actuelle était organisée dès le Stéphanien ! Il est donc nécessaire d'admettre que la phase hercynienne majeure (celle du laminage) fut suivie d'une grande surélévation d'axe qui provoqua une érosion si intense et rapide qu'au Stéphanien le socle était érodé au même point qu'aujourd'hui, ou peu s'en faut, et que les gneiss affleuraient. Ceci fait penser que cette fosse, après

avoir fonctionné comme synclinal où s'épanchaient des laves acides, est devenue momentanément un anticlinal faillé. Ensuite, après le dépôt des lacs stéphanien (plus de 100 m de dépôts conservés à Quimper), s'est produit un abaissement d'axe, toujours localisé et protecteur, c'est ce qui a permis la conservation des sédiments stéphanien jusqu'à nos jours. Cette fosse tectonique, qui constitue l'un des éléments de l'axe de Cornouaille, a donc fonctionné à plusieurs reprises depuis l'épanchement des rhyolites, et en sens variés. Notion qui laisse voir que les directions tectoniques ne sont pas caractérisées d'une seule phase.

*
* *

L'unité que Ch. Barrois a appelée *anticlinal de Cornouaille*, correspondant à des orthogneiss qu'il ne croyait pas primitifs, mais briovériens métamorphiques, est constituée en fait par des migmatites.

Des embréchites œillées, confondues à l'W avec des gneissites (variétés schisteuses de granulite) injectent les gneiss à biotite de Quimperlé, qui se prolongent par les gneiss de Vannes (lesquels affichent par endroits un faciès d'embréchites rubannées), et injectent plus vers l'W divers schistes cristallins. Ces roches se retrouvent par lambeaux jusque près de la Pointe du Raz, et forment, très transformées, diaphorisées ou malmenées par la granulite postérieure, différents massifs.

Les granites du S, axés Cornouaille (Concarneau, Trégunc, etc.), ne sont pas des granites d'anatexie congénères des migmatites. Le faciès gneissique entre Aven et Ellé, est dû à la migmatisation de schistes cristallins, et n'est pas une variété du granite de Trégunc. Pour la région située au S de l'anticlinal migmatique de Cornouaille et à l'E de Fouesnant, se reporter aux travaux de notre élève J. Cogné. A l'état de résidus plus ou moins transformés en orthogneiss, ou encore migmatisés, le granite de Trégunc se continue vers l'W jusque vers Pouldreuzic et Penmarc'h.

Correspondant peut-être à un faciès de différenciation de ces divers granites méridionaux, sont quelques-unes des trainées d'amphibolites, les rares qui soient des ortho-roches, provenant du métamorphisme de plagioclasesolites diverses, qui traversent les schistes de ces régions.

*
* *

Le *synclinorium méridional de schistes cristallins*, dont le métamorphisme n'est pas forcément en relation avec la mise en place des granites précédents, forme la dernière unité structurale visible, et se compose de trois synclinaux, dont deux (Laba-

ban et Plovan) sont en apparence limités sur la baie d'Audierne, en direction du Léon, et un troisième court depuis Tronoan jusqu'à l'autre extrémité du Massif Armoricaire. Tenant compte d'un rétro-métamorphisme postérieur, les paragenèses de ces roches indiquent des zones de métamorphisme plutôt profondes. Un premier problème est celui de la nature originelle des roches vertes qui forment le sommet de la série dans les deux synclinaux septentrionaux, serpentines à olivine, schistes amphiboliques à épidote et cordiérite, avec intercalation de pyroxénites et d'éclogites.

Le rattachement des serpentines massives à un gabbro à olivine ne fait aucune difficulté. Barrois avait primitivement (1884) rapporté les pyroxénites de Roguédas (Morbihan) à des roches calcaires transformées. M. Lacroix qui réétudia toutes ces roches et les éclogites dans la Loire-Inférieure, le Morbihan et le Nord-Finistère, ne se prononça pas quant à leur origine. Mais son élève M^{lle} Brière (1920) conclut à la nature éruptive des éclogites (et des pyroxénites et amphibolites associées) de la Basse-Loire et de Groix, sur la simple analogie de quelques analyses chimiques avec des gabbros; cette interprétation avait d'ailleurs amené des réserves (Kerforne). C'est une explication de cet ordre que sembla adopter Barrois à la fin de sa vie (1939), en considérant toutes les roches vertes métamorphiques comme des éruptions basiques d'âge briovérien.

Il est en effet très tentant de considérer ce vaste faisceau de roches vertes s'étendant sur tout le S de l'Armorique comme un faisceau d'ophiolites témoins d'une cicatrice dans l'édifice orogénique, à travers laquelle le sima se serait épanché. Dans cette hypothèse, nos amphibolites à cordiérite et épidote seraient des sortes de prasinites. Pour Barrois cet orogène serait, semble-t-il, d'âge cadomien, âge que nous pouvons écarter tout de suite, l'orientation (cornouaillaise) de ce faisceau devant le faire considérer comme hercynien, car on ne trouve pas ces mêmes roches vertes en dehors du synclinorium méridional. A moins de considérer que la direction armoricaine était préfigurée dès l'Antécambrien en cette région, ce qui paraît inadmissible. Le problème est assurément homologue de celui des rhyolites écrasées de la « fosse », qui courent parallèlement au N. D'autre part il y a lieu de remarquer que les roches éruptives vertes des orogénèses se trouvent généralement au sein de séries épimétamorphiques fortement plissées, et non dans des séries profondes proches de zones de migmatisation.

Il nous semble préférable de revenir à l'hypothèse d'une origine sédimentaire. On obtient par là un schéma tout aussi cohérent, sinon plus, expliquant bien toute la structure des schistes cristallins du S de la Bretagne, et permettant d'éliminer les difficultés. Les roches vertes correspondraient à des niveaux cal-

caires ou calcaireux. Seuls les massifs de gabbros, parfois serpentinisés, seraient éruptifs, et représenteraient des bassins nés au milieu des plus grandes de ces masses calcaires lors de certains épisodes de leur histoire, et quelques filons limités.

Cette hypothèse étant émise, le deuxième problème est celui de l'âge de ces para-roches, ainsi d'ailleurs que celui des autres schistes cristallins associés. Elles ne peuvent être briovériennes, comme nous l'avons vu, puisque de direction armoricaine. Si nous regardons la série bretonne paléozoïque, nous constatons que c'est au Dévonien que nous avons le plus grand développement de terrains calcaireux, et nous sommes tout de suite conduits à assimiler nos roches basiques aux calcaires et grau-wackes de l'Infra et Méso-Dévonien. Or ces roches vertes sont sus-jacentes à des schistes à nombreux lits de leptynites, que nous pouvons assimiler aux schistes et quartzites de Plougastel, infra-dévonien. Une raison supplémentaire pour accepter cette comparaison réside dans le raccord que fait le pli de Brieç et sa prolongation, entre le synclinorium médian et les régions de la baie d'Audierne. Dans celles-ci, des schistes graphitiques, bien visibles à Ponlhan en Plozévet, représenteraient les ampélites gothlandiennes à leur place stratigraphique. Au bord S du synclinal, une importante bande de ces schistes graphitiques de Trunwal à Kericun, et au delà, en Tréogat, correspondrait également à ce Gothlandien, mais tectoniquement décalé par un accident longitudinal l'adossant au Dévonien grau-wackeux.

Ces assimilations peuvent se poursuivre le long du synclinal méridional. Leptynites et schistes graphitiques se retrouvent vers Tronoan, mais les roches basiques y sont beaucoup moins développées. De place en place, en suivant ce synclinal vers l'E, on reconnaît des lambeaux de l'une ou l'autre formation caractéristique : schistes graphiteux en La Forêt-Fouesnant, par exemple, le long de la rive du Saint-Laurent. La trame des migmatites est souvent très quartziteuse, et fort peu riche en phyllites, elle peut rappeler les quartzites et leptynites. Les variations de composition du grand synclinorium méridional proviennent en partie de relèvements d'axe localisés qui ont permis une érosion plus ou moins profonde selon les endroits. Dans le Morbihan les pyroxénites sont étroitement associées aux bandes de schistes graphitiques ou de phtanites, occupant toujours une position synclinale dans ces bandes, trois fois répétées. Les schistes et quartzites de Plougastel n'y seraient peut-être plus représentés, car dans tout le S du Massif armoricain, ils sont absents, alors que le Gothlandien est particulièrement développé.

*
* *

Il reste, comme ensemble d'importance primordiale, à envisager les roches qui, à première vue, à contempler les cartes, semblent former l'armature de la région, étant donné les grandes surfaces qu'elles paraissent occuper : les granites à deux micas ou « granulites ». Dans le détail, il faut retrancher certaines roches qui ne font pas partie de ce cortège, comme par exemple les orthogneiss de migmatites diaphorisées, ou les faciès à mica blanc des granites méridionaux (J. Cogné), qui conservent le grain de ceux-ci, alors que les vraies granulites sont à grain fin et uniforme. Cependant, en dépit de ces rectifications, la Basse-Cornouaille reste extrêmement riche en granulites, et paraît la région la plus adéquate pour résoudre les problèmes posés par ces curieux types de granites. Il n'y a de doute pour personne que ce sont les plus récents des granites, et les plus leucocrates. Rappelons d'abord quelques vues émises à leur sujet contemporanément.

En 1933-34, M. J. de Lapparent, traitant précisément de la signification des granulites, à propos d'observations faites dans le Léon, concluait, à l'aide d'arguments fort théoriques, par des notions assez peu orthodoxes, pouvant se résumer en deux propositions principales : 1° le cristallophyllien serait ante-hercynien, 2° « les micaschistes de l'Hercynien, ce sont les granulites ». Le premier aphorisme serait fatal à notre interprétation de l'âge du matériel d'origine de nos schistes cristallins, ainsi qu'à toutes les assimilations du même ordre, dont pourtant plusieurs se portent fort bien ; d'ailleurs Barrois lui-même (1934) ne l'a pas accepté. Le deuxième aphorisme est basé en grande partie sur l'idée que la tourmaline serait caractéristique des granulites, notion que les travaux de M. Berthois (1931-1935) sur les minéraux lourds des arènes ont ruinée. De plus les granites hercyniens sont indubitablement accompagnés de métamorphisme général. Cependant, en la restreignant à l'hypothèse que les granulites sont leur propre faciès de métamorphisme (le seul métamorphisme ayant eu lieu lors de la phase tardive où elles se sont mises en place), cette considération est intéressante, en ce sens que par là elle rejoint nos propres idées.

En 1938, MM. Jung et Roques prétendent que ce n'est qu'une hypothèse de les considérer comme carbonifères, et qu'elle « marque la fin du cycle plutonique ante-dinantien ». Vue qui n'est pas soutenable en Bretagne, où l'âge des granulites est stratigraphiquement établi, puisque, par exemple, la granulite de Guéméné recoupe le granite de Rostrenen (lui-même post-viséen et ante-namurien), et que la granulite de Quimper se trouve en galets dans le Stéphanien. Il est vrai que les divers massifs ne sont peut-être pas tous rigoureusement

du même âge, ou tout au moins de la même phase hercynienne (toutes ne sont pas synchroniquement mises en place).

Enfin dernièrement (1945), M. Lapadu-Hargues, ayant à ordonner les roches depuis les phyllades jusqu'aux granites les plus profonds, a considéré les granites à deux micas (y compris aplites et pegmatites) comme formant la classe des roches les plus métamorphiques, de plus grande « profondeur magmatique » que les granites, y compris les granites d'anatexie même. Il ne donne guère d'explications sur les motifs de ce rangement, qui a dû lui être suggéré après coup, par les résultats de ses graphiques et la considération des rayons ioniques des métaux migrants. Chimiquement en effet, cette place se justifie sans doute, puisque les granulites sont les roches les plus acides et les plus feldspathiques. Mais, prise à la lettre, géologiquement, cette ordination paraîtrait des plus insolites. Car si le travail sur le terrain enseigne bien une chose, c'est que les granulites se sont mises en place préférentiellement dans les zones superficielles, sous une très faible couverture, dans des terrains à peine métamorphiques, et que d'ailleurs elles n'ont qu'à peine modifiés. Il en est, à plus forte raison, de même pour les filons d'aplite ou de pegmatite. La migration des métaux mise à part, la contemplation des paragenèses granulitiques, comparées à celles des granites et schistes cristallins des différentes zones, suggère irrémédiablement que la granulite est en état d'équilibre à un niveau supérieur aux granites et gneiss inférieurs, excluant toute idée de mise en place « diapirique », après consolidation.

Qu'en conclure, sinon que les magmas granulitiques, nés aux « profondeurs magmatiques » que l'on voudra, se sont mis en place, ont exprimé leurs minéraux, se sont équilibrés là où des détentes, des décompressions notables leur laissent un chemin facile, puisque les rayons de leurs ions principaux ne leur permettent pas d'émigrer par des espaces étroits. Quant aux pegmatites, elles ont suivi uniquement les fissures béantes, elles n'ont fait « qu'enfoncer des portes ouvertes ». L'on comprend d'autant mieux pourquoi les granites à deux micas ne sont pas accompagnés de métamorphisme d'apport feldspathique. Il nous est ainsi plus facile de concevoir pourquoi il n'y a pas, contrairement aux interprétations de Barrois, d'endomorphisme, d'injection lit par lit de schistes par le magma, puisque celui-ci ne saurait migrer par des chemins aussi étroits. De sorte que les gneissites, ou granulites gneissiques, faciès de bordure, sont moins dues à de pareilles infiltrations difficiles qu'aux phénomènes mécaniques retentissant sur le magma lui-même et l'orientant pendant sa consolidation.

D'autre part, il faut réduire l'influence qu'auraient eue les gra-

nulites sur toutes sortes de roches, y compris les granites antérieurs. Un « granite modifié par la granulite » des cartes, n'a eu que ses fissures traversées par des filons, d'une manière très dissemblable de la formation d'une diadysite, par exemple, et n'a subi, aux contacts même, que peu de recrystallisations. La plupart des modifications qui semblent accompagner les granulites ne nous paraissent pas imputables directement à ces roches elles-mêmes, mais bien plutôt aux circonstances qui ont présidé à leur mise en place. En effet, ces transformations touchent des roches plus profondes, et peuvent s'interpréter, en règle générale, par des phénomènes de diaphorèse, de rétro-métamorphisme, qui ont provoqué, par suite de changements d'état suffisamment lents, des recrystallisations dans de nouvelles conditions d'équilibre physico-chimique, plus en conformité avec les zones superficielles.

De sorte qu'en définitive le faciès granulite de certains magmas granitiques hyperleucocrates, et les actions rétro-métamorphiques sont des « faciès tectoniques », des apparences intimement liées à certains événements orogéniques. Tout indique qu'ils sont surtout en rapport avec la phase majeure terminale.

*
* *

Nous voici revenus à la tectonique. Faisons un rapide bilan directionnel.

Obéissant à la direction du Léon (sensiblement la varisque) nous avons le Paléozoïque des Montagnes Noires et l'aire anticlinale des granites et schizolites associées (le bord septentrional du granite de Douarnenez semble correspondre à une faille (Collin) de cette orientation, dont la prolongation vers l'E, à travers le Briovérien de la baie de Douarnenez pourrait délimiter les faciès à quartzophyllades, au N, et à poudingues, au S), certains lobules de granulites et les synclinaux de la baie d'Audierne. Orthogonale à cette direction du Léon est la faille Kerforne, qui se poursuit en Cornouaille par Douarnenez et Quimper (remplissage partiel par dolérite) et le côté oriental des bassins (à rejeu tertiaire) du Toulven et de la baie de la Forêt; d'autres failles (filon de quartz de Plogastel-Saint-Germain, etc.) font partie de la même famille. Obéissant à la direction de Cornouaille (ou armoricaine) nous avons le Paléozoïque du massif du Menez-Hom, les filons de kersantite du bassin de Châteaulin, les granulites syncinématiques et la « fosse » avec son contenu, l'anticlinal de Cornouaille souligné par les migmatites (sauf un diverticule sud-occidental), les granites du S, et la partie resserrée du synclinorium méridional de schistes cristallins. Rien de notable n'est orthogonal à cette direction.

Insistons une fois de plus sur la complète indépendance de ces orientations d'avec la direction cadomienne. La solidarité des massifs granitiques (au sens large) et des schistes cristallins associés avec le revêtement paléozoïque daté, montre bien que ces schistes et ces granites ne font pas partie du tréfonds, mais de ce revêtement.

Quelles sont, par contre, les relations entre ces deux directions? Ce n'est pas dans notre région que nous pouvons dire que l'une est antérieure à l'autre, ni que l'une soit particulière à une phase tectonique donnée. Il est même certain au contraire qu'elles ont joué un rôle durant toutes les phases hercyniennes. Seule des quatre grandes unités que nous avons distinguées, la « fosse » présente une direction absolument univoque. Mais à leur rencontre, à leurs croisements, nos axes présentent des zones très fracturées, ou leur opposition a donné lieu à des accidents particuliers, pli de Briec, faille Kerforne, etc. Dans l'ensemble cette rencontre a lieu à peu près sur le méridien de Quimper (vallée de l'Odet) et correspond à une surélévation d'axe, à comparer avec les vicissitudes du synclinorium médian dans le massif du Menez Bel-Air, précisément là où il y a inflexion générale.

*
* *

D'ores et déjà cette analyse « en arrêt » des différents problèmes géologiques majeurs que pose la Cornouaille occidentale nous a donné des résultats synthétiques intéressants. Il ne reste qu'à espérer que les différents éléments chronologiques qui font défaut ne se déroberont pas indéfiniment, et qu'à travers le détail des nombreuses phases orogéniques il sera possible d'édifier une embryotectonique, représentant l'harmonie des événements dans toute sa plénitude.

N. B. — Étant donné le grand espace de temps qui sépare la rédaction de la publication de cette note, nos idées ont progressé sur la plupart des points. Aussi cette synthèse ne représente-t-elle pas notre conception entière.

Corrigeons ici quelques erreurs et lapsus des notes publiées dans les *C. R. somm. S. G. F.* : 1947, p. 74, lire « Les escarpements de Penhors et de Trunval en Tréogat sont formés de schistes à graphite et séricite, avec plus à l'Echloreite. Le microscope... etc » ; p. 114, lire « Il ne peut s'agir là d'ortho roches... etc. » ; 1948, p. 61, *supprimer*, ligne 2 des conclusions, « à clintonite ».

LES *Heterohelicidae* DU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR PYRÉNÉEN ¹

PAR **J. Kikoïne** ².

PLANCHES I ET II.

Parmi les petits Foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur, les *Heterohelicidae* constituent actuellement la famille la plus intéressante après les *Globorotaliidae*. Son intérêt vient principalement de l'importance au point de vue stratigraphique de quelques-uns de ses représentants, de leur abondance et de leur variété. Cette variété de formes permet d'ailleurs d'établir un essai de phylogénie en utilisant également leur répartition stratigraphique connue. Grâce à leur rapide évolution au cours du Crétacé supérieur, nous avons déterminé 7 genres et 20 espèces, dont une variété, une espèce, et un genre nouveaux.

Dans le Crétacé supérieur, au N des Pyrénées, nous avons reconnu les genres et espèces suivants :

Gümbelina elegans RZEHAKE, *G. glabrans* CUSH., *G. globulosa* EHR., *G. Moremani* CUSH., *G. Plummerae* LOETTERLE, *G. semicostata* CUSH., *G. striata* EHR., *G. striata* EHR. var. *deformis* nov. var., *G. tessera* EHR., *Bolivinoidea decorata* JONES, *B. draco* WHITE, *B. trinitatisensis* CUSH. et JARVIS, *Bolivinita Eleyi* CUSHMAN, *Pseudotextularia varians* RZEHAKE, *P. varians* var. *textulariformis* WHITE, *Planoglobulina acervulinoides* EGGER, *Ventilabrella austinana* CUSH., *V. ornatissima* CUSH. et CHURCH., *Pseudovigenerina Plummerae* CUSH., *Gublerina Cuvillieri* nov. gen. nov. sp.

Le genre le mieux représenté est *Gümbelina* qui comprend 10 espèces. Ce genre fut créé par Egger en 1899 pour des formes trouvées dans les couches du Crétacé supérieur d'Allemagne. Ehrenberg l'avait décrit avant lui en 1834 sous le nom de *Textularia*. Plus tard, le genre fut appelé successivement *Textularia* par Reuss en 1845 et *Gümbelina* ensuite par les différents auteurs.

1. Je tiens à remercier la direction de la S. N. P. A. d'avoir bien voulu m'autoriser à publier cette note dont les éléments m'ont été fournis par son matériel d'étude.

2. Note présentée à la séance du 16 juin 1947.

Une grande partie des Gumbelina citées par les auteurs a été retrouvée dans le Crétacé supérieur pyrénéen de même que d'autres genres importants déjà décrits. Nous en ferons ci-dessous une analyse succincte afin de pouvoir exposer une vue cohérente de leur évolution paléontologique. Par cette étude nous allons essayer d'en montrer le développement, basé uniquement sur la dynamique des caractères en transformation continue de ses représentants, au cours du Crétacé supérieur. Cette analyse doit expliquer les rapports des différents caractères entre eux, leur transformation dans des formes successives.

La position systématique des *Heterohelicidae* est certaine à partir du Crétacé inférieur, où n'existent qu'un nombre restreint de genre du seul groupe A : *Heterohelix*, *Bolivinopsis*, etc. Ce groupe se perpétue durant tout le Crétacé supérieur et en partie au Tertiaire d'après Cushman et les auteurs américains. Tous les autres groupes sont bien représentés surtout à partir du Campanien, bien que certains *Gumbelina* très rares soient connus avant. Mais à partir du Maëstrichtien supérieur tous les *Heterohelicidae* disparaissent sur la bordure pyrénéenne.

1° DESCRIPTION DES PRINCIPALES ESPÈCES.

Gumbelina elegans (RZEHAk 1891) WHITE 1929.

Pl. I, fig. 1 a, b, c.

1891. *Cuneolina elegans* (RZEHAk). A. Rzehak. — [21].

1929. *Gumbelina elegans* (RZEHAk). M. P. White. — [23, pl. 4, fig. 8].

1932. *Gumbelina* sp. CUSHMAN et JARVIS. J. A. Cushman et P. W. Jarvis. — [13, p. 42, pl. 13, fig. 1 a, b].

Diagnose : Test calcaire perforé, bisérié, aplati dans le sens latéral. *Périphérie* lobée, *loges* globuleuses, cintrées et croissantes. *Sutures* déprimées et plus ou moins arquées suivant la courbure des loges. *Ouverture* étroite et étirée à la base de la dernière loge.

Rapports et différences : Cette espèce, très particulière par l'aplatissement des loges en vue de profil, diffère de *G. Plummerae* par son absence d'ornementation, cette dernière étant striée longitudinalement, *G. elegans*, au contraire, est lisse ou garnie de très fines rugosités.

Répartition stratigraphique : Sénonien.

Distribution géographique : Connue sur toute la bordure N pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'aux Petites Pyrénées à l'E.

Gümbelina glabrans CUSH. 1938

Pl. I, fig. 2 a, b, c.

1938. *Gümbelina glabrans* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [10, p. 15, pl. 3, fig. 1, 2].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, extrémité inférieure pointue, très plat, une fois et demi à deux fois plus haut que large. *Loges* aplaties régulièrement croissantes, se développant en forme d'éventail, et déterminant une périphérie fortement lobée. *Sutures* peu déprimées et presque rectilignes, déterminant au centre et au bord de chaque loge un angle obtus. *Ouverture* étroite, à la base de la dernière loge, et bordée de deux appendices plus ou moins marqués. *Ornementation* constituée par de fines rugosités plus ou moins apparentes.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *G. globulosa* par des loges très aplaties et des sutures médianes à angles obtus, de *G. tessera* par des loges beaucoup plus tassées et moins étalées.

Répartition stratigraphique : Aturien.

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'en Bigorre à l'E.

Gümbelina globulosa (EHR. 1854) CUSH. 1938.

Pl. I, fig. 3 a, b, c.

1854. *Textilaria globulosa* EHRENBURG. Ch. G. Ehrenberg. — [15, p. 135, pl. 4, fig. 14, et 16, p. 24, 25].1938. *Gümbelina globulosa* (EHRENBURG). J. A. Cushman. — [10, p. 6, pl. I, fig. 28-33].1938. *Gümbelina Reussi* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [10, p. 11, pl. 2, fig. 6, 9].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, extrémité inférieure pointue, une fois et demie à deux fois plus haut que large. *Loges* presque sphériques déterminant une périphérie fortement lobée. *Sutures* fortement déprimées entre les loges globuleuses et perpendiculaires à l'axe de symétrie du test. *Ouverture* large et arquée à la base de la dernière loge et vers l'intérieur. *Ornementation* inexistante ou parfois constituée de très fines rugosités.

Rapports et différences : *Gümbelina globulosa*, espèce souche de la majorité des *Heteroheliciidae* du Crétacé supérieur en est le représentant le plus simple. Elle se différencie de *G. glabrans* et *G. tessera* par ses loges subsphériques, de *G. Moremani* par son développement normal et de *G. striata* par ses loges non striées.

Répartition stratigraphique : Sénonien.

10 décembre 1948.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 2

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'aux Petites-Pyrénées à l'E.

***Gümbelina Moremani* CUSH. 1938.**

Pl. I, fig. 4 a, b, c.

1938. *Gümbelina Moremani* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [10, p. 10, pl. 2, fig. 1, 2].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, allongé, deux fois plus haut que large, extrémité inférieure pointue. Loges légèrement renflées, régulièrement croissantes. Loge terminale bordée parfois par deux petits appendices latéraux protégeant l'ouverture. Sutures légèrement déprimées et arquées. Ouverture petite, arquée à la base de la dernière loge et vers l'intérieur. Ornementation constituée par de très fines rugosités sur toute la surface du test.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *G. globulosa* par un allongement beaucoup plus marqué et par des loges moins globuleuses, dont l'épaisseur décroît très peu depuis la partie moyenne du test jusqu'au sommet.

Répartition stratigraphique : Aturien.

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'en Bigorre à l'E.

***Gümbelina Plummerae* LOETTERLE 1937.**

Pl. I, fig. 5 a, b, c.

1937. *Gümbelina Plummerae* LOETTERLE. G. J. Loetterle. — [49, p. 33, pl. 5, fig. 1, 2].

1938. *Gümbelina Plummerae* LOETTERLE. J. A. Cushman. — [10, p. 15, pl. 3, fig. 3-5].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié et déformé dans le sens latéral. Périphérie lobée. Loges globuleuses, fortement cintrées, croissantes et se développant en éventail. Sutures déprimées et plus ou moins arquées suivant la courbure des loges. Ouverture étroite, étirée, à la base de la dernière loge. Ornementation constituée de stries longitudinales.

Rapports et différences : La seule différence marquée avec *G. elegans* consiste dans la différence d'ornementation des loges, striées chez *G. Plummerae*, lisses chez *G. elegans* ; *G. Plummerae* possède la même ornementation que *G. striata* var. *deformis*, mais ses loges ne sont pas déformées latéralement comme dans cette variété.

Répartition stratigraphique : Aturien.

Distribution géographique : Connue seulement à Hendaye et au S de Gan.

Gümbelina semicostata CUSH. 1938.

Pl. I, fig. 6 a, b, c.

1938. *Gümbelina semicostata* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [10, p. 16, pl. 3, fig. 6].

Diagnose : Test calcaire, perforé, entièrement bisérié et plat, extrémité inférieure pointue, deux fois plus haut que large. *Loges* peu globuleuses, s'accroissant régulièrement, déterminant une périphérie légèrement lobée. *Sutures* légèrement déprimées et peu arquées, bien marquées par un large tracé translucide entre les loges s'élargissant vers l'intérieur du test. *Ouverture* très étroite à la base et à l'intérieur de la dernière loge. *Ornementation* : les stries s'étendent à partir de chaque suture en biais jusqu'au pourtour des loges, en laissant lisse le centre du test.

Rapports et différences : Cette espèce très particulière par le caractère des sutures et des stries se distingue de *Ventilabrella ornatissima* par un stade bisérié généralisé et une ornementation partielle à la périphérie et sur le bord des loges.

Répartition stratigraphique : Aturien.

Distribution géographique : Connue seulement au S de Gan.

Gümbelina striata (EHR. 1854) EGGER 1838.

Pl. I, fig. 7 a, b, c.

1854. *Textilaria striata* EHRENBURG. Ch. G. Ehrenberg. — [15 et 16, p. 135, pl. 4, fig. 1 α , 2 α , 3 α ; pl. 27, fig. 3; pl. 28, fig. 6; pl. 31, fig. 9; pl. 32, fig. 14, 14].

1931. *Gümbelina striata* EGGER. J. A. Cushman. — [8, p. 43, pl. 7, fig. 6, 7].

1938. *Gümbelina striata* EGGER J. A. Cushman. — [10 p. 8, pl. I, fig. 34-40].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, extrémité inférieure pointue. *Loges* très globuleuses, croissant régulièrement et déterminant une périphérie fortement lobée. *Sutures* très déprimées entre les loges presque sphériques, légèrement arquées, et perpendiculaires à l'axe de symétrie du test. *Ouverture* semi-circulaire à la base et à l'intérieur de la dernière loge. *Ornementation* constituée de stries longitudinales plus ou moins arquées sur les loges.

Rapports et différences : La seule différence marquée avec *G. globulosa* consiste dans la différence d'ornementation des loges, striées chez *G. striata*, lisses chez *G. globulosa*. *G. striata* a la même ornementation que *G. striata* var. *deformis*, mais les loges ne sont pas déformées latéralement comme dans cette variété.

Répartition stratigraphique : Aturien.

Distribution géographique : Connue seulement à Hendaye et au S de Gan.

Gümbelina striata (EHR. 1854) EGGER 1838 var. *deformis* nov.

Pl. I, fig. 8 a, b, c.

Diagnose : Test calcaire, perforé, aplati latéralement et bisérié, périphérie légèrement lobée. Loges peu globuleuses, s'accroissant de taille et de largeur jusqu'à la moitié de la hauteur du test pour s'aplatir progressivement sur la seconde partie. Sutures peu déprimées et légèrement incurvées. Ornementation constituée de stries longitudinales.

Rapports et différences : Avec *G. striata*, seule l'ornementation est comparable, la forme du test étant chez cette dernière l'équivalent de *G. globulosa* ; *G. striata* var. *deformis*, au contraire, constitue l'aboutissement de l'évolution de *G. Plummerae*. Elle se différencie de cette espèce par ses loges terminales plus amincies à la partie supérieure.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue seulement à Hendaye et au S de Gan.

Gümbelina tessera (EHR. 1854) CUSH. 1932.

Pl. I, fig. 9 a, b, c.

1854. *Grammostomum tessera* EHRENBURG. Ch. G. Ehrenberg. — [16, p. 22, pl. 32, fig. 18].

1932. *Gümbelina tessera* (EHRENBURG). J. A. Cushman. — [9, p. 338, pl. 51, fig. 4-5].

1938. *Gümbelina pseudotessera* CUSHMAN J. A. Cushman. — [10, p. 14, pl. 2, fig. 19-21].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, une fois à une fois et demie plus haut que large, extrémité inférieure pointue. Périphérie lobée. Loges très aplaties, se développant en éventail, les dernières très étirées, arquées, se chevauchant. Sutures très peu déprimées, cintrées, formant au centre de chaque face une ligne brisée en dent de scie. Ouverture arquée, étroite à la base de la dernière loge et bordée de petits appendices.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *G. glabrans* par ses dernières loges très étirées et arquées.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue seulement dans la région d'Orthez et en Bigorre.

Bolivinoides decorata (JONES) CUSH. var. *delicatula* CUSH. 1927.

Pl. I, fig. 10 a, b, c.

1926. *Bolivina decorata* CUSHMAN (not JONES). J. A. Cushman. — [2, p. 582, pl. 15, fig. 11].1927. *Bolivinoides decorata* (JONES) CUSHMAN var. *delicatula* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [3, p. 90, pl. 12, fig. 8].1931. *Bolivinoides decorata* (JONES). J. A. Cushman. — [7, p. 308, pl. 35, fig. 13 a, b.

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié, une fois et demie à deux fois plus haut que large, plus épais et élargi à l'extrémité supérieure. *Périphérie* unie ou très légèrement ondulée. *Loges* alternantes, obliques, dont l'agencement est caché par les digitations à fort relief. *Sutures* déprimées perpendiculaires à l'ornementation qui les cache en grande partie. *Ouverture* étroite et petite, parallèle à la direction de la dernière loge formée. *Ornementation* formée de petites digitations en relief régulièrement ordonnées sur toute la surface, sauf sur le dessous du test.

Rapports et différences : Cette espèce se différencie nettement des autres *Bolivinoides* dont la surface est seulement parcourue par un réseau de fines sutures agencées de différentes façons.

Répartition stratigraphique : Campanien.

Distribution géographique : Connue seulement à Gan et en Bigorre.

Bolivinoides draco (MARSSON 1878) WHITE 1929.

Pl. II, fig. 1 a, b, c.

1878. *Bolivina draco* MARSSON. Th. Marsson. — [20, p. 157, pl. 3, fig. 25, $\times 30$, fig. 25 a, b].1927. *Bolivinoides rhomboidea* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [3, p. 90, pl. 12, fig. 10 a, b].1927. *Bolivinoides rhomboidea* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [5, p. 158, pl. 28, fig. 12].1929. *Bolivinoides draco* WHITE (not MARSSON). M. P. White. — [23, pl. 5, fig. 2].

Diagnose : Test calcaire, perforé, entièrement bisérié, périphérie unie s'épaississant vers la partie supérieure du test. *Loges* comprimées, s'évasant latéralement vers l'extérieur à partir d'une médiane avec un angle de 45°. *Sutures* en relief, épaisses, surplombant les loges qui remplissent les dépressions parallèles. *Ouverture* étroite et petite, à la base de la dernière loge formée et parallèle à sa direction. *Ornementation* constituée par les sutures en éventail, parfois irrégulières et labyrinthiques.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *B. trinitatis* par ses sutures carénées partant d'un double bourrelet

médian pour aboutir à la partie supérieure du test, tandis que chez celle-ci, les sutures sont disposées à partir de la périphérie vers l'intérieur.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne depuis la région d'Orthez jusqu'aux Petites Pyrénées.

Bolivinoides trinitatensis CUSH. and JARVIS 1928.

Pl. II, fig. 2 a, b, c.

1928. *Bolivinoides trinitatensis* CUSHMAN et JARVIS. J. A. Cushman et P. W. Jarvis. — [12, p. 99, pl. 14 fig. 10, a, b].

1927. *Gümbelina velascoensis* CUSHMAN. M. P. White. — [23, pl. 3, fig. 14].

1932. *Bolivinoides trinitatensis* CUSHMAN et JARVIS. J. A. Cushman et P. W. Jarvis. — [13, p. 43, pl. 13, fig. 3, a, b].

Diagnose : Test calcaire, finement perforé, bisérié, comprimé, s'épaississant jusqu'à la partie supérieure du test. Loges en forme de chevrons étirés, concaves et inclinées à 45° sur les deux flancs du test. Sutures en relief, épaisses par rapport aux loges encadrées dans les dépressions parallèles correspondantes. Ouverture étroite et petite à l'extrémité de la dernière loge formée, et parallèle à la direction. Ornementation constituée par les sutures qui sont parfois irrégulières et labyrinthiques.

Rapports et différences : Elle se différencie nettement de *B. draco* par l'inclinaison opposée des loges et des sutures et par un large espace incurvé existant chez cette dernière entre les deux rangs de loges.

Répartition stratigraphique : Campanien.

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne à Hendaye, Peyrehorade et au S de Gan.

Bolivinita Eleyi CUSH. 1927.

Pl. II, fig. 3 a, b, c.

1859. *Textularia obsoleta* ELEY (not REUSS). H. Eley. — [17, p. 202, pl. 8, fig. 11 c; p. 195, pl. 2, fig. 11].

1927. *Bolivinita Eleyi* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [3, p. 91, pl. 12, fig. 11, a, b].

1936. *Bolivinita Eleyi* CUSHMAN. F. Brotzen. — [1, p. 122, pl. 9, fig. 5 a, b, texte. fig. 41].

Diagnose : Test calcaire, perforé, entièrement bisérié, à section quadrangulaire, s'étirant jusqu'à la dernière loge encapuchonnante. Périphérie anguleuse. Loges étirées, arquées fortement relevées sur l'horizontale et s'emboîtant étroitement. Sutures légèrement en relief entre les loges déprimées, formant au centre de chaque face une ligne

brisée en dent de scie. *Ouverture* petite et étroite à l'intérieur de la dernière loge formée, parallèle à sa direction.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue seulement en Bigorre.

Pseudotextularia varians RZEHAKE 1895.

Pl. II, fig. 4 a, b, c.

1895. *Pseudotextularia varians* RZEHAKE. A. Rzehak. — [22, p. 217, pl. 7, fig. 1-3].

1927. *Pseudotextularia varians* RZEHAKE. J. A. Cushman. — [5, p. 157, pl. 27, fig. 2 a, b].

1938. *Pseudotextularia varians* RZEHAKE. J. A. Cushman. — [10, p. 21, pl. 4, fig. 1-4].

Diagnose : Test calcaire, perforé, avec le premier développement semblable à celui de *Gümbelina*, plus tard spiralé et très développé. En plan la partie supérieure du test présente une section ovale ou circulaire. *Périphérie* lobée. Les toutes premières loges sont bisériées ; au stade adulte, séries de loges globuleuses, alternantes, se développant en spirale dans la majeure partie du test. *Sutures* irrégulières, plus ou moins déprimées suivant la forme et la globulosité des loges. *Ouvertures* à l'intérieur et à la base du dernier rang des loges. *Ornementation* généralement formée de stries longitudinales à la surface des loges.

Rapports et différences : Cette espèce diffère de *P. textulariformis* par un premier développement bisérié très petit suivi immédiatement par un long stade adulte dont les loges sont spiralées régulièrement.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue sur toute la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'aux Petites Pyrénées à l'E.

Pseudotextularia varians var. *textulariformis* WHITE 1929.

Pl. II, fig. 5 a, b, c.

1929. *Pseudotextularia varians* var. *textulariformis* WHITE. M. P. White. — [23, p. 41, pl. 4, fig. 17 a, b].

1937. *Pseudotextularia* sp. GLAESSNER. M. F. Glaessner. — [18, p. 1-61, fig. 54-55].

1938. *Pseudotextularia varians* RZEHAKE. J. A. Cushman. — [10, p. 21, pl. 4, fig. 2-3].

Diagnose : Test calcaire, perforé, une fois à une fois et demie plus haut que large, à extrémité inférieure pointue, premier développement bisérié tel que celui de *Gümbelina plummerae* avec les loges

excentriques à la partie supérieure. *Périphérie* lobée. *Loges* en croissant, bissériées, et se développant rapidement dans la première partie du test, se multipliant irrégulièrement à la partie terminale. *Sutures* fortement déprimées et incurvées suivant l'inflexion des loges. *Ouverture* à l'intérieur et à la base des dernières loges formées. *Ornementation* généralement formée de stries longitudinales sur tout ou partie du test.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *Gümbelina elegans* et de *G. Plummerae* par ses loges terminales excentriques et spiralées, de *Pseudotextularia varians* par un premier développement bisérié dont les loges sont larges et aplaties latéralement.

Répartition stratigraphique : Campanien supérieur-Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue sur toute la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye jusqu'aux Petites Pyrénées.

Planoglobulina acervulinoides (EGGER 1900) CUSH. 1938.

Pl. II, fig. 6 a, b.

1900. *Gümbelina acervulinoides* EGGER. J. G. Egger. — [14, p. 36, pl. 14, fig. 17, 18, 20-22.]

1929. *Planoglobulina acervulinoides* EGGER. M. P. White. — [23, p. 33, pl. 4, fig. 6.]

1938. *Planoglobulina acervulinoides* EGGER. J. A. Cushman. — [10, p. 23, pl. 4, fig. 5, 7.]

Diagnose : Test calcaire, perforé, une à deux fois plus haut que large avec un stade bisérié minuscule se développant rapidement en éventail. *Périphérie* légèrement et irrégulièrement lobée. *Loges* : après un premier stade bisérié pointu, les petites loges globuleuses deviennent très nombreuses, alternantes et se développent sur un plan large et étendu. *Sutures* peu déprimées et irrégulières. *Ouvertures* à l'intérieur et à la base des loges du dernier rang. *Ornementation* constituée de stries longitudinales sur toutes les loges.

Rapports et différences : Cette espèce semble dériver de *Pseudotextularia varians*. Elle s'en différencie par l'aplatissement des loges beaucoup plus accentué que chez la variété la plus étroite de cette dernière. Elle possède également certaines affinités avec *Ventilabrella ornatissima* mais si son stade bisérié est très peu développé, son stade multisérié est nettement prédominant.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue sur la bordure N-pyrénéenne depuis Hendaye à l'W, jusqu'en Bigorre.

Ventilabrella austinana CUSH. 1938.

Pl. II, fig. 7 a, b, c.

1929. *Ventilabrella Eggeri* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [6, p. 2, pl. I, fig. 10-12],
 1938. *Ventilabrella austinana* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [10, p. 26, pl. 4, fig. 19 a, b].

Diagnose : Test calcaire, perforé, comprimé, premier stade comparable à celui de *Gumbelina*, plus tard le stade adulte se développe sur un seul plan en éventail. *Périphérie* légèrement lobée. *Loges* : les premières bisériées subglobulaires ; les dernières trisériées, irrégulières se multipliant sur un seul plan. *Sutures* distinctes fortement déprimées, souvent recouvertes par un remplissage qui sépare nettement les loges les unes des autres. *Ouvertures* irrégulières, mais habituellement arquées entre les dernières loges ; avec deux ouvertures dans l'intervalle de chacune des trois dernières loges.

Rapports et différences : Cette espèce se distingue de *V. ornatissima* par ses loges non striées, s'évasant à la partie supérieure du test. Elle se distingue de *Planoglobulina acervulinoïdes* par un premier stade bisérié et bien développé, un stade adulte composé de 3 à 5 loges irrégulières et non striées.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connue seulement à Hendaye et au S de Gan.

Ventilabrella ornatissima CUSH. and CHURCH. 1929.

Pl. II, fig. 8 a, b, c.

1929. *Ventilabrella ornatissima* CUSHMAN and CHURCH. J. A. Cushman et Church. — [11, p. 512, pl. 39, fig. 12-15].
 1938. *Ventilabrella ornatissima* CUSHMAN and CHURCH. J. A. Cushman. — [10, p. 27, pl. 4, fig. 11].

Diagnose : Test calcaire, perforé, bisérié au début comme *Gumbelina striata*, pointu à la base, adulte multisérié. *Périphérie* lobée. Deux fois plus haut que large. *Loges* alternantes, bisériées, subglobuleuses dans le premier stade. Plus tard avec des loges excentriques et amincies à la partie supérieure. *Sutures* légèrement déprimées et élargies entre les loges du stade bisérié, irrégulières ensuite. *Ouvertures* à l'intérieur et à la base des dernières loges formées. *Ornementation* constituée de stries longitudinales à la surface de toutes les loges, s'arrêtant sur les sutures.

Rapports et différences : Cette espèce se différencie nettement de *V. austinana* par un second développement plus régulier et moins évasé et des loges striées sur la majeure partie du test.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connu seulement à Hendaye et au S de Gan.

Pseudovigerina Plummerae CUSH. 1927.

Pl. II, fig. 9 a, b, c.

1927. *Pseudovigerina Plummerae* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [4, p. 113, fig. 8 a, b].

1931. *Pseudovigerina Plummerae* CUSHMAN. J. A. Cushman. — [8, p. 46, pl. 7, fig. 14, 16 a, b].

1937. *Pseudovigerina Plummerae* CUSHMAN. M. F. Glaessner. — [18, p. 1-61, pl. 4 fig. 63, 64].

Diagnose : Test calcaire, perforé, entièrement trisérié sauf la dernière loge encapuchonnante. *Périphérie* lobée. *Loges* légèrement enflées sur chaque face, de section triangulaire avec les angles extérieurs habituellement tronqués. *Sutures* déprimées, arquées entre les loges et formant une ligne brisée en dent de scie sur chaque face. *Ouverture* terminale, arrondie à l'extrémité d'un goulot tubulaire et terminée par une lèvre. *Ornementation* habituellement constituée de fines rugosités sur toute la surface du test.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Bigorre.

Gublerina Cuvillieri nov. gen. nov. sp.

Pl. II, fig. 10 a, b, c.

Diagnose : Test calcaire, bisérié, subtriangulaire, se développant en éventail. *Loges* réniformes, peu globuleuses, s'étageant des deux côtés du test à la périphérie et laissant vide l'espace intercalaire déprimé ; à la partie supérieure une ou deux loges excentriques sont parfois visibles. *Sutures* larges, un peu déprimées, arquées, s'arrêtant par un petit renflement au niveau de l'espace non garni de loges. *Ouverture* à la base des dernières loges formées, et vers l'intérieur du test, rarement visibles.

Rapport et différences : Se différencie totalement de tous les autres genres d'*Heterohellicidae* par son espace intercalaire déprimé et non pourvu de loges.

Répartition stratigraphique : Maëstrichtien.

Distribution géographique : Connu seulement dans la région d'Orthez et au S de Gan.

ÉVOLUTION ET CLASSIFICATION DES *HETEROHELICIDAE*.

A) *Les Heterohellicidae au Crétacé supérieur*. Le genre *Heterohelix* (genre souche des *Heterohellicidae*) et quelques satellites du groupe A : *Bolivinopsis*, *Spiroplectoides* commencent à être

connus au Crétacé inférieur en Amérique et en Allemagne. La petite *Gümbelina globulosa* n'a été repérée dans les Pyrénées que par de rares sections dans les calcaires urgo-aptiens. Au Céno-mano-Turonien ces mêmes genres et espèces subsistent toujours en d'autres régions baignées par la Mésogée, avec *Gümbelitra* (trisérié) et *Rectogümbelina* (bisérié-unisérié). Ils sont restés introuvables sur la bordure pyrénéenne. A partir du Coniacien-Santonien, apparaissent dans les Pyrénées quelques variétés bisériées de *Gümbelina* : *G. globulosa*, toujours rare, accompagnée parfois de *G. elegans*. Les espèces du groupe A : *Bolivinita* et les genres *Rectogümbelina*, *Gümbelitra* sont également connus dans cet étage et traversent toute la série en d'autres régions. Au Campanien, plusieurs formes du groupe B apparaissent : *Bolivinoïdes*, avec deux espèces types, *B. decorata*, *B. trinitatensis* et d'autres formes des groupes C, D et F : *Gümbelina Plummerae*, *G. striata*, *G. semicostata*, *G. glabrans*. Vers la fin de l'étage d'autres formes apparaissent dérivées de la branche mère : *Pseudotextularia textulariformis*, *Gümbelina Moremani*, *G. tessera*.

Au début du Maëstrichtien les genres et espèces les plus évolués et dont la répartition verticale sera limitée à cet étage sont *Bolivinoïdes draco*, *Bolivinita Eleyi*, *Gümbelina striata* var. *deformis*, *Pseudotextularia varians*, *Güblerina Cuvillieri*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Ventilabrella ornatissima*, *V. austriana*. Des espèces ayant débuté au Campanien, rares sont celles qui s'éteignent avant la fin du Maëstrichtien comme *Gümbelina Moremani* et *Bolivinoïdes trinitatensis*, etc... Toutes les autres atteignent le Maëstrichtien supérieur et disparaissent alors entièrement de nos régions.

Pourquoi disparaissent-elles si rapidement et si complètement ? Cette question s'est déjà posée à propos des *Globotruncana*, qui, eux aussi, disparaissent définitivement au Maëstrichtien. Dans les Pyrénées, seul le régime marin du bassin aturien au moment des dépôts de Flysch permet aux *Heterohellicidae* de se propager et d'évoluer. Le Cénomanien à sédimentation de bordure ou grossière n'en contient pas. Au Danien où les faciès de subsidence disparaissent pour laisser la place à une mer plus calme et moins profonde, les *Heterohellicidae* disparaissent également. Autre point important : ils sont inconnus à l'E à partir des Petites Pyrénées, les sédiments du bassin de Nalzen n'en recèlent pas.

Il semble que l'évolution de ces formes s'étant faite très vite, encore plus vite que celle des *Globotruncana*, les changements

brusques dans le régime marin au Danien (dus probablement à des différences de température et de pression) ne leur ont plus permis de s'adapter à un genre de vie opposé, et ont entraîné l'hécatombe des petits Foraminifères caractéristiques de cette époque.

Dans les Petites Pyrénées, presque tous les *Heterohelicidae* disparaissent donc avec la fin du Maëstrichtien ; quelques rares formes de *Gümbelina* primitives, globuleuses, continuent à évoluer au Tertiaire¹ représentées par un nombre restreint d'espèces.

B) *Analyse des caractères.* a) CONSTRUCTION DES LOGES. Au Crétacé inférieur les *Heterohelicidae* débutent par un stade planispiral enroulé, avec le genre souche *Heterohelix*. Il est possible qu'il existe une forme primitive entièrement planispiralée non connue. Dans le groupe A, les formes les plus évoluées abandonnent au Crétacé supérieur l'enroulement initial et deviennent nettement bisériées comme *Bolivinoïdes*, *Bolivinita* etc... Les *Gümbelina* sont toutes bisériées à petites loges subglobuleuses et différemment développées et déformées. Partant du stade *Gümbelina* on aboutit à des espèces unisériées (*Rectogümbelina*), d'autres qui deviennent trisériées (*Pseudouvigerina*) et multisériées ou même enroulées suivant une spire trochoïde (*Gümbelitria*).

L'ontogénèse aussi bien que l'ordre historique de l'apparition de chaque genre et espèce nous montre le développement d'une famille à partir de la construction planispiralée. A plusieurs paliers de ce développement nous trouverons des formes bisériées qui iront en se compliquant graduellement.

La construction des loges se développe ici comme chez certains Foraminifères, depuis l'agencement planispiralé jusqu'à un stade plus évolué, bisérié, multisérié, avec enroulement trochoïde, ou bien simplification avec palier bisérié dont les loges prennent différentes formes, ou bien avec stade terminal unisérié.

b) FORME ET AGENCEMENT DES LOGES. Parmi les formes qui débutent au Crétacé inférieur (groupe A), les unes possèdent des loges spiralées au stade initial et droites ou arquées au stade adulte bisérié. Les formes issues de *Gümbelina* et qui subsistent durant tout ou partie du Crétacé supérieur possèdent des loges subsphériques comme *Gümbelina globulosa*, *Rectogümbelina*, *Gümbelitria*, *Pseudotextularia varians*, *Gümbelina Moremani*.

1. Cette persistance des *Gümbelines* dans le Tertiaire n'a pas été confirmée sur la bordure N-pyrénéenne. Nous n'en avons communication que par le catalogue américain de Foraminifères de ELLIS et MESSINA.

Ces loges plus ou moins régulières sont assemblées étroitement entre elles et séparées par une fine suture plus ou moins déprimée, ou largement espacée par une dépression suturale.

Plus tard les loges des espèces issues de *Gümbelina* se déforment en sens divers, soit qu'elles s'aplatissent normalement sur la face et le dos, comme chez *G. glabrans*, soit qu'elles s'étalent et se courbent en croissant comme chez *G. tessera*, *G. semicostata* ou *Gublerina Cuvillieri*. D'autres genres et espèces se déforment dans le sens latéral (*Gümbelina elegans*, *G. striata*, *G. Plummerae*). Ils se garnissent à l'extrémité supérieure de petites loges subsphériques (*Pseudotextularia textulariformis*) qui finissent par envahir complètement le test en s'enroulant autour d'une spire trochoïde (*Pseudotextularia varians*) ou encore dans un plan et en éventail (*Planoglobulina acervulinoides*).

c) OUVERTURE. L'ouverture chez les anciennes formes du groupe A est une petite fente en virgule, perpendiculaire à la suture commune aux deux dernières loges. Plus tard, l'ouverture se complique quand on passe aux formes à deux rangs puis à plusieurs rangs. Elle devient alors arquée (semi-circulaire) sur le revers interne de la dernière loge. Suivant la forme des dernières loges et leur agencement, l'ouverture peut subir certaines déformations parallèles à celles des loges. Dans les espèces dont le stade est bisérié mais aplati dans le sens latéral, l'ouverture est arquée plus ou moins suivant le degré d'étalement de ces dernières loges, par contre, dans les espèces dont la face orale est composée de trois ou plusieurs loges, les ouvertures arquées normalement se trouvent à la base des loges terminales et au nombre de deux pour trois loges.

d) ORNEMENTATION. Les *Heterohellicidae* les plus anciens sont lisses.

Au Crétacé supérieur, *Bolivinita* présente des espèces dont l'ornementation est très différente : chez *Bolivinita Eleyi* les arêtes des loges sont anguleuses, les loges déprimées séparées par de fortes sutures en relief. *Bolivinoïdes*, également, possède des sutures de ce type, plus ou moins labyrinthiques. D'autres ont le bord proximal dentelé et les loges surmontées par des dentelures régulièrement disposées à la surface. Les *Gümbelina*, *Ventilabrella*, *Pseudotextularia* possèdent presque toutes une forme unie ou légèrement rugueuse et une forme costulée. En général, sur les dernières formes, les côtes s'étendent longitudinalement et sur toute la surface, mais certaines espèces ne sont striées que

sur les loges du stade initial (*Ventilabrella ornatissima*). D'autres sont striées à la périphérie sur la partie extérieure des loges (*Gümbelina semicostata*). Les formes costulées se développent principalement à l'Aturien dans les Pyrénées.

Les dernières espèces connues au Maëstrichtien comportent en majorité des formes striées mais celles qui se propagent dans l'Éocène sont lisses comme les *Gümbelina* et *Gümbelitria*, etc...

Le tableau montre les rapports des différents groupes entre eux, et donne la répartition stratigraphique connue des principaux genres et espèces. Ceux-ci ont été révisés dans la description des espèces et certaines formes ont été séparées de la famille des *Heterohelicidae* : *Amphimorphina*, *Nodogenerina*, *Siphogenerinoides*, *Zeauvigerina* etc...

Celles qui ont été conservées ont été classées d'après leurs caractères distinctifs, que nous avons étudiés au premier paragraphe.

C) *Classification systématique des Heterohelicidae d'après les formes connues dans la zone Nord-pyrénéenne.* GROUPE A. — A l'origine planispiral, plus tard suivi d'un adulte bisérié avec une ouverture en fente : *Heterohelix*, *Spiroplectoides*, *Bolivinopsis*, branche conservatrice des caractères ancestraux.

GROUPE B. — *Bolivinita* entièrement bisérié se détache du groupe A, au cours de son évolution donne naissance à *Bolivinoïdes* (bisérié) et peut-être *Bolivinella* à l'Éocène.

GROUPE C. — A l'origine bisérié (*Gümbelina globulosa*) avec une ouverture arquée (*G. striata* var. *deformis*, *G. Plummerae*). A l'Aturien passage aux types multisériés, à enroulement trochoïde au stade adulte (*Pseudotextularia varians*, *P. textulariformis*) avec plusieurs ouvertures.

GROUPE D. — A l'origine bisérié (*Gümbelina globulosa*) avec l'ouverture en fer à cheval à la base interne de la dernière loge (*G. striata*, *G. semicostata*). De ce groupe dérive *Gublerina Cuvillieri* nov. gen. nov. sp., par relâchement du stade bisérié dans le stade adulte.

GROUPE E. — A l'origine bisérié (*Gümbelina globulosa*) s'élevant progressivement, avec une ouverture en fer en cheval. Au Maëstrichtien le stade bisérié passe au stade en éventail à trois ou quatre rangs de loges après le stade bisérié dans un seul plan *Ventilabrella austinana*, *V. ornatissima*. Plus tard encore le développement ultérieur, multisérié toujours sur un seul plan (*Planoglobulina acervulinoides*).

GRUPE F. — Toutes les espèces de ce groupe ont une construction à deux rangs de loges. Les loges sont bien séparées par des sutures profondes avec une ouverture unique, arquée en fer

Étages	Groupes	
	Foraminifères	Genres Espèces Variétés
DANIEN MAESTRICHTIEN CAMPAÑIEN EMSCHÉRIEN CENOMANIEN-TURONIEN CRÉTACÉ inf.	Groupe B	<i>Bolvinoides decorata</i> , <i>draco</i> , <i>trinitatis</i> . <i>Bolvinita eleyi</i> .
	Groupe A	<i>Spiroplectoides</i> sp. <i>Bolvinopsis</i> sp. <i>Heterohelix</i> sp.
	Groupe C	<i>Gumbelina striata</i> var. <i>delormis</i> . <i>Gumbelina plummerae</i> . <i>Gumbelina elegans</i> . <i>Pseudotextularia varians</i> var. <i>textulariformis</i> . <i>Pseudotextularia varians</i> .
	Groupe D	<i>Gublerina cuvillieri</i> . <i>Gumbelina semicoskata</i> . <i>Gumbelina striata</i> .
	Groupe E	<i>Planoglobulina acervulinoides</i> . <i>Ventilabrella ornatisima</i> . <i>Ventilabrella austinana</i> .
	Groupe F	<i>Gumbelina globulosa</i> . <i>Gumbelina moremani</i> . <i>Gumbelina glabrana</i> . <i>Gumbelina tessera</i> .
		<i>Gumbelitria</i> sp. <i>Pseudovigerina plummerae</i> . <i>Rectogumbelina</i> sp.

Essai de filiation des *Heterohelicidae* au Crétacé supérieur d'après les genres et espèces connus sur la bordure nord-pyrénéenne.
Légende : — Répartition verticale sur la bordure nord-pyrénéenne. — Répartition verticale en dehors des Pyrénées.

à cheval suivant l'épaisseur de l'espèce considérée (*Gümbelina globulosa*, *G. Moremani*, *G. glabrans*, *G. tessera*).

D) *Processus de développement*. La floraison des *Heterohellicidae* au Crétacé supérieur que nous avons analysée, se produit de la façon suivante : par l'apparition de nouveaux caractères dès le plus jeune stade, type à quatre arêtes et entièrement bisérié, type bisérié à loges globuleuses en éventail ; par la disparition du stade de jeunesse (accélération), par l'accentuation des caractères présents et l'acquisition de nouveaux caractères, ornementation partielle ou complète, ouvertures nombreuses, etc...

Les principaux caractères apparaissent progressivement. a) Au début, agencement des loges en deux rangs après le stade enroulé, puis stade bisérié, suivi bientôt d'un stade à plusieurs rangs de loges, enfin enroulement trochoïde au stade adulte. b) Au début, ouverture en fente, puis arquée en demi-cercle ou en fer à cheval et se multipliant. c) Au début, forme subsphérique des loges, puis déformée dans le sens recto-verso ou latéralement, ou se multipliant en décroissant de volume. d) Au début, surface du test lisse ou rugueuse, puis costulée sur tout ou partie du test.

On peut dire que le développement des *Heterohellicidae* est explosif puisque dans le Crétacé inférieur, il y a à peine deux ou trois formes peu différenciées. Dans le Crétacé supérieur d'autre part (Campanien, Maëstrichtien), la grosse majorité des genres et espèces est connue sous une multitude de formes différentes.

CONCLUSIONS.

Le point de vue paléontologique que nous avons traité dans les paragraphes précédents essayait de retracer la vie et l'évolution des genres et espèces connus dans les Pyrénées. Leur morphologie, surtout la forme et l'agencement des loges initiales, le sens de leur développement ultérieur lié à la répartition stratigraphique connue nous ont aidés à en dégager l'évolution.

A la fin de cette courte étude sur les *Heterohellicidae* on voit l'intérêt que l'on peut être amené à porter à cette famille. Autant que les *Globorotaliidae*, certaines des espèces ci-dessus décrites nous ont montré l'intérêt stratigraphique réel qu'on pouvait leur porter. D'autres espèces qui se sont révélées assez rares et connues dans une aire très restreinte pourront, par la suite, prendre de l'importance si on les trouve partout localisées au même niveau. Par la bibliographie il est difficile de faire des corrélations

stratigraphiques car les formations américaines (Taylor, Navarro, Velasco, etc...) ne correspondent pas exactement à nos subdivisions des étages du Crétacé supérieur. Quoi qu'il en soit, en s'en tenant à la bordure N-pyrénéenne, on peut reconnaître dans les *Heterohelcidae* 4 genres et 6 espèces vraiment caractéristiques : *Gublerina Cuvillieri*, *Pseudotextularia varians*, *Planoglobulina acervulinoides*, *Bolivinoïdes draco* (Maëstrichtien). *Bolivinoïdes trinitatensis* et *decorata* (Campanien). D'autres ont une valeur stratigraphique limitée à l'Aturien ce sont : *Gumbelina Plummerae*, *G. striata* var. *deformis*, *G. semicostata*, *G. glabrans*, *Pseudotextularia textulariformis*. D'autres encore ont une répartition stratigraphique indéterminée ou non encore précisée. Par contre, en association avec d'autres Foraminifères caractéristiques (*Globorotaliidae*), ils peuvent donner des résultats intéressants.

En général, l'explosion des *Heterohelcidae* se fait au Campanien, donc postérieurement aux *Globotruncana* qui deviennent déjà fréquents à l'Emschérien. D'autre part, les *Globotruncana* sont connus en abondance dans le bassin de Nalzen, tandis que les *Heterohelcidae* y sont inconnus. L'adaptation à une vie instable comme celle qui devait régner dans la fosse aturienne paraît avoir été plus rapide pour les *Globorotaliidae* qui abondent dès le Turonien et qui subsistent même dans le bassin similaire mais réduit et souvent isolé de la haute mer comme le bassin de Nalzen. Quoi qu'il en soit, si au point de vue fréquence les *Heterohelcidae* se trouvent placés après les *Globorotaliidae* en ce qui concerne le nombre des genres et espèces, les *Heterohelcidae* dominent largement, puisque ce n'est pas moins de huit genres et vingt espèces que l'on trouve à la fin des temps crétacés contre deux genres et onze espèces aux *Globorotaliidae* qui ne nous ont pas encore livré tout ce qu'on pouvait en attendre ; il est certain que les *Heterohelcidae*, par le nombre de leurs variétés, offrent peut-être plus de possibilités à ceux qui en entreprendront une étude plus approfondie.

BIBLIOGRAPHIE

1. BROTZEN F. — 1936. Foraminiferen aus dem schwedischen untersten Senon von Eriksdal in Schonen. *Sverig. geol. Undersökning*, Ser. C, n° 396, vol. 30, n° 3.
2. CUSHMAN J. A. — 1926. The Foraminifera of the Velasco shale of the Tampico Embayment (San Luis Potosi, Mexico). *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, vol. 10, n° 6.

10 décembre 1948.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 3

3. CUSHMAN J. A. — 1927. American Upper Cretaceous species of Bolivina and related species. *Cont. Cush. Lab. Foram. Res.*, vol. 2, pt. 4.
4. — — 1927. New and interesting Foraminifera from Mexico and Texas. *Ibid.*, vol. 3, pt. 2.
5. — — 1927. Some characteristic Mexican Foraminifera. *J. Pal.*, vol. 1, pt. 2.
6. — — 1929. Additional genera of Foraminifera. *Cont. Cush. Lab. Foram. Res.*, vol. 4, pt. 1.
7. — — 1931. The Foraminifera of the Saratoga Chalk. *J. Pal.*, vol. 5, pt. 4.
8. — — 1931. A preliminary report of the Foraminifera of Tennessee. *Div. Geol. Tennessee*, Bull. 41.
9. — — 1932. The Foraminifera of the Annona Chalk. *J. Pal.*, vol. 6, pt. 4.
10. — — 1938. Cretaceous species of Gumbelina and related genera. *Cont. Cush. Lab. Foram. Res.*, vol. 14, pt. 1.
11. CUSHMAN J. A. et C. C. CHURCH. — 1929. Somme Upper Cretaceous Foraminifera of Coalinga. *Calif. Ac. Sc. Proc.*, ser. 4, vol. 18, n° 16.
12. CUSHMAN J. A. et P. W. JARVIS. — 1928. Cretaceous Foraminifera from Trinidad. *Cont. Cush. Lab. Foram. Res.*, vol. 4, pt. 4.
13. — — 1932. Upper Cretaceous Foraminifera from Trinidad. *U. S. Nat. Mus. Proc.*, vol. 80, art. 14.
14. EGGER J. G. — 1900. Foraminiferen und Ostracoden aus den Kreidemergeln der oberbayerischen Alpen. *Abh. K. bay. Ak. Wiss.*, 41 Kl., vol. 21.
15. EHRENBERG Ch. G. — 1840. Ueber die Bildung der Kreidelfelsen und des Kreidemergels durch unsichtbare Organismen. *Abh. K. preuss. Ak. Wiss.* Berlin.
16. — — 1854. Mikrogeologie, Foraminiferen der Kreide von Moen, Danemark, Baltik, Russland, Missouri, Mississippi. Leipzig.
17. ELEY H. — 1859. Geology in the Garden. London.
18. GLAESSNER M. F. — 1937. Studies in micropaleontology. *Publ. Lab. Moscou*, vol. 1, fasc. 2.
19. LOETTERLE G. J. — 1937. The micropaleontology of the Niobrara formation in Kansas, Nebraska and S-Dakota. *Nebraska geol. Surv. Bull.*, Lincoln, ser. 2 B, 12.
20. MARSSON Th. — 1878. Die Foraminiferen der weissen Schreibkreide der Insel Rügen. *Naturw. Ver. Neuvorpommern u. Rügen Mitt.*, Greifswald, Berlin, Jahrg. 10.
21. RZEHAK A. — 1891. Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitzersdorf. *K. Naturh. Hofmus. Ann.*, Wien, Bd. 6.
22. — — 1895. Ueber einige merkwürdige Foraminiferen aus dem österreichischen Tertiär. *Ibid.*, vol. 10, pt. 2.
23. WHITE M. P. — 1929. Some index Foraminifera from the Tampico Embayment area, Mexico. *J. Pal.*, vol. III.

EXPLICATION DES PLANCHES I ET II

PLANCHE I.

- FIG. 1. — *Gumbelina elegans* RZK. $\times 50$.
 FIG. 2. — *Gumbelina glabrans* CUSH. $\times 50$.
 FIG. 3. — *Gumbelina globulosa* EHR. $\times 50$.
 FIG. 4. — *Gumbelina Moremani* CUSH. $\times 40$.
 FIG. 5. — *Gumbelina plummerae* LOETT, $\times 40$.
 FIG. 6. — *Gumbelina semicostata* CUSH. $\times 50$.
 FIG. 7. — *Gumbelina striata* EHR. $\times 40$.
 FIG. 8. — *Gumbelina striata* EHR. var. *deformis* nov. $\times 40$.
 FIG. 9. — *Gumbelina tessera* EHR. $\times 50$.
 FIG. 10. — *Bolivinoides decorata* JONES $\times 70$.
 a : face ; b : profil ; c : sommet.

PLANCHE II.

- FIG. 1. — *Bolivinoides draco* WHITE. $\times 50$.
 FIG. 2. — *Bolivinoides trinitatis* CUSH et JARV. $\times 50$.
 FIG. 3. — *Bolivinita Eleyi* CUSH. $\times 40$.
 FIG. 4. — *Pseudotextularia varians* RZK. $\times 30$.
 FIG. 5. — *Pseudotextularia textulariformis* WHITE. $\times 30$.
 FIG. 6. — *Planoglobulina acervuloides* EGG. $\times 30$.
 FIG. 7. — *Ventilabrella austinana* CUSH. $\times 40$.
 FIG. 8. — *Ventilabrella ornatissima* CUSH et CHURCH. $\times 60$.
 FIG. 9. — *Pseudouvigerina Plummerae* CUSH. $\times 50$.
 FIG. 10. — *Gublerina Cuvillieri* nov. $\times 50$.
 a : face ; b : profil ; c : sommet.



LA FAILLE DE LA BORNE ET SES MINÉRALISATIONS (MASSIF CENTRAL FRANÇAIS)

PAR **P. Lapadu-Hargues**¹.

INTRODUCTION.

Au cours de l'étude des massifs granitiques de la Margeride, du mont Lozère et de la Borne et de leur cadre cristallin, j'ai été amené à étudier en détail les très abondants indices de minéralisations qui parsèment cette région du Massif Central français. Les descriptions générales seront consignées dans un travail ultérieur ainsi que les fils directeurs qui semblent pouvoir être dégagés de cette étude d'ensemble. Ici, je me propose plus simplement de présenter un exemple d'une série de minéralisations particulièrement intéressantes dans une zone localisée de cette vaste région qui couvre les hauts bassins de l'Allier, du Lot, du Tarn et de l'Ardèche : il ne s'agira ici que de la zone correspondant simplement à la vallée de la Borne².

La Borne est un affluent du Chassezac ; lui-même, issu du bord oriental de la Margeride, coule rapidement vers l'E pour se jeter dans l'Ardèche près de Ruoms (Ardèche). En amont des Vans, il traverse la bordure méridionale d'un petit massif granitique, le massif de la Borne en une gorge étroite et profonde. Au milieu de cette traversée, il est rejoint, sur sa rive droite, par l'Altier, venant du bord N du mont Lozère, et presque au même endroit, sur sa rive gauche, par la Borne ; celle-ci vient du N, de l'extrémité orientale du Tanargue et a un cours à peu près méridien. Ainsi, avant de se jeter dans le Chassezac, elle doit traverser entièrement, selon une gorge très encaissée, le massif granitique. C'est d'ailleurs pour cette raison que ce massif a reçu de G. Fabre, en 1873 [2] le nom de massif de la Borne.

GÉOLOGIE DE LA RÉGION.

Déjà en 1873, G. Fabre avait émis l'hypothèse que le massif de la Borne pourrait, peut-être, être considéré comme l'extrémité orientale du massif du mont Lozère, détaché et remonté vers le N à la faveur d'un jeu en décrochement de la faille méridienne

1. Note présentée à la séance du 2 février 1948.

2. Carte topographique et géologique au 1/80.000^e, n° 198, Largentière [6].

tonique par rapport à l'ensemble de l'architecture des terrains cristallophylliens de son cadre ; on sait actuellement que cet édifice de métamorphites est constitué par des terrains qui ne peuvent plus être directement datés ; quant à la phase orogénique qui les a atteints, elle doit être placée immédiatement avant le Stéphanien.

De même que l'énorme batholithe de la Margeride, de même que le mont Lozère dont le massif de la Borne ne constitue en quelque sorte que l'annexe, ce dernier ensemble granitique a été soumis, immédiatement après sa mise en place à des efforts dynamiques qui ont eu pour effet de le morceler et de le casser selon des zones de fractures, soit méridiennes soit transversales. Ces accidents sont facilement repérés comme ayant joué, à l'origine au moins, à la fin du Primaire, soit avant le Stéphanien, soit immédiatement au début de ce système ; mais ce que l'on sait mieux, c'est que, d'une manière générale, ces zones de fractures ont été, dans le cours des âges géologiques, des zones préférentielles de faille ou de décrochements et ont sans cesse joué [4-5], et ce, non seulement au sein des massifs proprement dits, mais aussi selon leurs prolongements au delà et en deçà, dans le cadre cristallophyllien de ces massifs. Et dans certain cas, la présence de terrains sédimentaires mésozoïques ou même plus récents, intéressés par ces rejeux viennent témoigner de la jeunesse plus ou moins relative de ces rejeux et mouvements.

Pour ne parler que des plus notables parmi ces fractures, signalons la *faille de Villefort*, méridienne, et les deux *failles du Goulet et du mont Lozère*, ces deux dernières transversales et dirigées en gros W-E.

Parmi les accidents qui viennent découper le massif de la Borne, nous distinguerons deux groupes, essentiellement définis par leur direction : ce sera d'une part, le groupe méridien, surtout représenté par la *faille de la Borne* : double durant la traversée du massif, elle traverse celui-ci à peu près selon la gorge de la rivière, remonte largement au delà vers le N pour s'atténuer au N du ravin de Saint-Laurent-les-Bains. D'autre part, nous aurons le groupe transversal, représenté par un grand accident qui recoupe le massif entre Saint-Jean-Chazorne et Thines et qui n'est que le prolongement oriental de la faille du Goulet. La faille majeure du mont Lozère passe au col du Mas de l'Air, beaucoup plus au S et ainsi n'intéresse pas le massif ; elle est du même type.

Un autre caractère, topographique celui-là, souligne encore la nature structurale particulière de cette région ; en effet, le

massif se présente à l'heure actuelle comme un immense plateau arasé ou plutôt comme une série de plateaux suspendus et séparés par des gorges sauvages où coulent l'Altier, la Borne ou le Chassezac. Ainsi se définissent quatre plateaux principaux ou encore quatre « chams », pour les appeler selon leur terme propre, de superficie et d'importance inégales.

Au S de l'Altier, et du Chassezac après le confluent de ces deux cours d'eaux, c'est un premier plateau, étroit et allongé, de direction W-E qui s'étend de Villefort à la Figère, le *Cham des Balmelles*. Entre l'Altier et le Chassezac, c'est le *Cham de La Garde-Guérin* qui domine Pourcharesses et Villefort. Entre le Chassezac et la Borne, c'est le *Cham de Chazorne*. Enfin sur la rive gauche de la Borne, c'est le plus grand et le plus élevé de tous, le *Cham de Montselgues*, qui culmine à 1.401 m au signal de Prat-Clos ; on aura une idée de l'importance de l'encaissement des gorges du massif si l'on rappelle que la cote des confluent est, à Pied de Borne, de 323 m.

Ces plateaux qui sont le résultat de l'érosion intense qu'a subie la chaîne hercynienne immédiatement après sa formation, sont recouverts par des dépôts subhorizontaux de grès arkosiques. L'examen tant macroscopique que microscopique de ces formations sédimentaires les montre comme constituées par les mêmes éléments, très peu roulés, que le granite qui les supporte ; en somme, cela veut dire qu'ils se sont presque formés sur place. Ces grès, fortement consolidés, forment une roche très dure. Ils datent du Trias.

L'étude même rapide de la structure du cadre cristallin du massif de la Borne nous entraînerait trop loin en raison de sa complexité. Qu'il nous suffise ici de préciser que le massif de la Borne s'ennoie sur ses bords N, E et S dans une couverture subhorizontale de micaschistes à muscovite et séricite, appelés Schistes des Cévennes. Sur son bord W, il s'aligne sur la faille de Villefort. Des micaschistes plus profonds apparaissent dans le fond des gorges de la Borne, au N du massif, et de la Drobie, sur son bord oriental. Enfin, très au N, on retrouve un vaste anticlinal complexe, dont le flanc S correspond à la région de Saint-Laurent-les-Bains, avec des plongées accentuées vers le S.

LA FAILLE DE LA BORNE.

Tel est le cadre géologique de la zone qui est intéressée ici. Nous allons maintenant voir plus précisément le trajet suivi par la faille de la Borne.

En partant du S, cette faille prend naissance sur la rive droite du Chassezac au flanc du Cham des Balmelles, puis elle remonte, doublée à l'W par une faille parallèle, à peu près selon le ravin de la Borne, et sur sa rive droite : ceci est important à signaler car la Borne ne coule pas en général sur la faille qu'elle accompagne, mais un peu à côté. Il est indubitable que la présence de la faille doublée de la Borne a dû aider la rivière à opérer sa traversée du massif granitique et c'est en effet à peu près sur son trajet que la Borne coule depuis les Baumes au N jusqu'à son confluent à Pied-de-Borne. Mais, par suite de l'enfoncement de la rivière au fond de sa vallée, le cours d'eau ne coule plus sur la faille, mais sur son bord E. Ceci permet d'affirmer que, au moins dans cette région, la faille n'est pas verticale, mais a un pendage. On peut même, en considérant l'écart actuel et la profondeur de l'enfouissement, mesurer indirectement la valeur de ce pendage, de l'ordre de 75° W, ce que l'on peut vérifier par ailleurs directement, assez difficilement à la vérité, car les éboulis granitiques sont nombreux sur les pentes très abruptes de cette gorge.

Au N du massif, la faille de la Borne se poursuit à travers les mica-schistes en direction de Saint-Laurent-les Bains, quittant la Borne qui fait un coude vers le NW. A Saint-Laurent même, la faille passe dans l'étroit ravin où la localité s'est établie et va au delà, vers le N, en s'atténuant sur l'anticlinal de la région de Lugdarès et de la forêt de Bauzon. Telle qu'elle vient d'être définie, la faille de la Borne se poursuit sur près de 20 km.

On doit la considérer, au moins pour sa première manifestation comme correspondant à une fracture du noyau granitique et comme telle, liée à la phase de mise en place des granulites alcalines sodiques qui jalonnent les granites posttectoniques de cette région du Massif Central [5]. Mais on peut avoir la preuve que depuis, elle a dû jouer plusieurs fois. C'est ainsi qu'en particulier, les arkoses du Trias qui forment les entablements du Cham de Chazorne, sur son bord W, et du Cham de Montselgues, sur son bord E, ne sont pas à la même altitude. Le bloc E est relevé par rapport au bloc W et la différence des cotes est de l'ordre de 150 m, parfois davantage (902 m au Cham de Chazorne, 1.101 m sur celui de Montselgues). Cette différence est due à un rejeu posttriasique de la faille de la Borne.

LES MINÉRALISATIONS DE LA FAILLE DE LA BORNE.

Nous allons maintenant passer en revue les différents indices que l'on est susceptible de rencontrer le long de cette faille. Nous allons pour cela commencer par les zones méridionales et remonter vers le N en direction de Saint-Laurent-les Bains.

a) *Zone granitique, de Sainte-Marguerite-la-Figère aux Baumes.* — Dans le S du massif granitique, nous nous trouvons dans une zone où la faille de la Borne proprement dite se trouve répétée par de nombreux accidents parallèles ; ceux-ci se voient bien, en particulier dans la gorge de l'Altier à l'amont de Pied-de-Borne en direction de Bayard et de l'accident de Villefort, et en aval, sur le Chassezac, lorsque l'on tire vers les Vans (région de la Figère).

Ces accidents multiples, ainsi que les deux fractures de la Borne qui se voient admirablement bien au SW immédiat de Sainte-Marguerite-la-Figère et au S de Planchamp, sont tous marqués par une minéralisation qui peut se systématiser dans le schéma suivant :

On note surtout du quartz blanc laiteux ou plus rarement jaune d'or, en principe assez pur ; tout au plus peut-on signaler çà et là, mais rarement, des enduits rouges noirâtres qui sont des traces d'oxyde de fer, mais ces marques sont exceptionnelles. Chargeant ce quartz, et soit à l'état de mouches (Sainte-Marguerite-la-Figère) soit à l'état de masses plus importantes (région de l'Albezou à 1.500 m au SSW de Pied-de-Borne et surtout vers l'E, à La Figère), on trouve de la barytine. Cet élément se manifeste ainsi comme étant postérieur au quartz, quant à sa mise en place, et se présente comme une venue nouvelle se surajoutant à un fond déjà préexistant. Des sulfures métalliques s'associent à cette barytine ; ce sont à peu près exclusivement des beaux cristaux de galène, bien formés. Cette galène est en plus argentifère. On ne voit pas traces d'autres éléments.

La présence de cette association barytine et galène argentifère se précise quand on passe dans le domaine du système de failles de la zone de Villefort que nous trouvons à Bayard même. Mais la complication du problème structural posé par cette région qui s'étend de Villefort au S du massif de la Borne est extrême ; la faille majeure du mont Lozère vient en effet recouper en direction WNW-ESE la faille de Villefort, à Villefort même, faisant de cette région un nœud complexe du point de vue des accidents cassants. Tout ceci est plus ou moins largement minéralisé, mais appartient à un domaine dont l'étude est à coup sûr du plus grand intérêt, mais qui déborderait le cadre assigné ici. Aussi tout en réservant son développement pour une étude ultérieure plus large, nous nous contenterons ici de signaler la persistance de l'association barytine-galène argentifère dans tout le réseau de faille de la région de Villefort (Quartier des Balmelles et du Mas de l'Air, en particulier).

La plupart de ces accidents méridiens ont de plus leur trajet

jaloné par des amas ou filons de granulite, du type des granulites alcalines sodiques pauvres en calcium déjà signalées et décrites par ailleurs, nous reprendrons en conclusion le problème de l'âge de cette mise en place.

Au niveau de Fereyrole, en remontant au cœur du massif, et sensiblement à la croisée de la faille de la Borne et de la faille du Goulet, se rencontrent d'importantes minéralisations ; l'élément principal en est toujours le quartz, laiteux, analogue à celui que nous rencontrons plus au S ; mais à ce quartz se voient liés de façon constante des sulfures métalliques : ces derniers sont surtout de la blende, généralement de couleur brune noire et le plus souvent sans formes cristallines nettes, au moins macroscopiquement. Cette blende est accompagnée par de la pyrite, en général moins fréquente, enfin, plus exceptionnellement, on notera de la chalcopryrite, souvent transformée à l'affleurement en covelline.

La galène est également présente, mais ses conditions de gisement posent un complexe. Il semblerait en effet qu'elle doive plutôt accompagner la barytine qui est également présente dans l'ensemble des minéralisations ; mais cette barytine serait surajoutée à l'ensemble quartz-blende-pyrite-chalcopryrite et la galène serait peut-être associée au sulfate de baryum. Mais une telle discrimination est ici délicate car tous ces sulfures métalliques sont ici surtout à l'état d'indices et en affleurement. Sans doute le départ entre la barytine et le quartz doit se faire assez facilement, celle-ci paraissant être nettement postérieure à celle-là. D'autre part, blende, pyrite et chalcopryrite sont à coup sûr liés génétiquement à la mise en place du quartz ; mais on ne peut trancher décisivement sur l'origine des quelques éléments de galène qui se rencontrent dans le filon. Sont-ils contemporains de la phase quartz ou sont-ils liés à la barytine, on ne peut donner de réponse ferme par le simple examen de cette zone, mais nous savons par ailleurs qu'il faut toujours rapprocher galène et barytine l'une de l'autre, surtout lorsque la galène est argentifère. C'est ce que nous venons de voir au S dans la région de Sainte-Marguerite-la-Figère, c'est également ce que nous verrons au N dans la région de Tressol.

Enfin vient se greffer ici un problème supplémentaire. La région de Fereyrole correspond à l'intersection des deux failles de la Borne et du Goulet. Or, l'accident du Goulet est, comme toutes les fractures de cette région, très chargé en indices ou minéralisations et ce, sur tout son parcours, depuis la région de Pelouse (Lozère) au N de Mende, jusqu'après la traversée du massif de la Borne vers Sablières et Saint-Mélan. Il est donc

également possible que la faille du Goulet ait sa part dans l'apparition privilégiée d'indices à Fereyrole, surtout avec cette venue au jour, somme toute exceptionnelle, de blende et de chalcopyrite. Mais en vérité, sur le trajet de la faille du Goulet, au moins dans les régions immédiatement proches du massif de la Borne, il faut avouer que blende et chalcopyrite paraissent absentes. Faut-il penser là à un phénomène d'enrichissement local dû à la présence de filons croiseurs?

Au niveau du hameau des Baumes, la faille de la Borne se sépare de la vallée de la Borne en même temps qu'elle quitte le granite pour pénétrer dans les micaschistes de la couverture N du massif. Mais à hauteur des Baumes, la faille, ici encore doublée, est bien visible avec des indices nets de minéralisations; on y signalera principalement le quartz, sous son aspect classique de quartz laiteux, avec des enduits rouges ou noirs dus à des oxydes de fer d'oxydation superficielle (oligiste et goëthite). De plus, mais bien plus rares, on y voit des taches ou macules vertes, plus exceptionnellement bleues. Il s'agit de carbonates de cuivre azurite ou malachite, d'altération mais provenant de sulfures de cuivre décomposés en surface et qui ne sont en principe plus visibles.

Sur ce fond de quartz sont venus s'installer postérieurement des petits amas de barytine, de taille oscillant entre 1 et 1,5 cm. Dans ces amas, on ne voit guère d'autres éléments et la galène semble à peu près absente.

b) *Région de Laval-d'Aurelle*. — En se dirigeant vers le N; on suit bien la zone faillée en quittant le fond de la gorge et en gravissant l'éperon rocheux qui domine la rive gauche de la Borne en amont des Baumes, grâce aux blocs de quartz, laiteux, chargés en oxydes de fer, qui parsèment les landes à genêts sur cet éperon. Mais les affleurements en place sont très exceptionnels en l'absence de coupures nettes présentées par les ravins des torrents. Ce que l'on voit également, c'est de la granulite, granulite alcaline sodique, dont nous avons parlé plus haut, et qui correspond à une mise en place contemporaine de la fracturation du bloc granitique et de ses entours. Cette granulite est donc, dans le temps, quelque chose *de bien plus ancien* que les minéralisations proprement dites que nous pouvons signaler par ailleurs le long de cette faille.

Dans le vaste territoire de la commune de Laval-d'Aurelle, la faille recoupe la vallée encaissée d'un torrent assez important, le ru d'Ourllette. Cet affluent de la Borne prend naissance sur le bord W de l'étroit plateau de micaschistes qui prolonge au N le

Cham de Montselgues, tout près de la maison forestière du Chat del Bos sur la D. 4. Il va se jeter dans la Borne immédiatement en aval des Alzons.

Depuis des temps très reculés, la tradition rapporte que sporadiquement ont été recueillis dans ses alluvions, par battée ou orpillage, des parcelles d'or et ce, exclusivement semble-t-il, dans la partie la plus inférieure du bief, immédiatement à l'amont du confluent. Il paraît donc logique d'admettre que cet or tire-rait son origine du lessivage du filon de quartz légèrement chargé de piqûres de pyrite qui recoupe le ru d'Ourlette et même doit imposer une partie de son trajet : en effet, la partie directement méridienne de ce torrent est nettement déterminée par le passage de la faille de la Borne.

Il est vraisemblable que cet or est en dispersion, soit dans le quartz qui serait alors un quartz aurifère, soit, ce qui est tout aussi plausible dans les pyrites du filon. On sait, en effet, que l'or peut être raisonnablement recherché dans tout sulfure de fer, pyrrhotine ou pyrite. Des recherches en cours permettront, je pense, de résoudre cet important problème, tant au point de vue théorique qu'au point de vue pratique. Signalons en terminant que le nom de Laval-d'Aurelle qui s'applique au petit village isolé, perché sur l'éperon abrupt qui domine le confluent du ru d'Ourlette et de la Borne, tire son nom de cette présence d'or : c'est exactement « le Val d'Or ». Il est également possible que le nom du petit hameau d'Ourlette, qui est installé au flanc de la vallée du ru auquel il a donné son nom, à 500 m environ du confluent, ait pu également être extrait d'une racine rappelant une même origine, bien que son étymologie soit plus obscure.

c) *Région de Saint-Laurent-les-Bains.* — En cheminant toujours vers le N, nous nous rapprochons à nouveau de la vallée de la Borne que nous avons quittée à la sortie du massif granitique. La Borne, en effet, après avoir obliqué vers le NNW et fait un détour aux environs des Alzons et de Nicoulaud, revient en direction NE et passe à 1.500 m au S de Saint-Laurent-les-Bains. La faille de la Borne à peu près rigoureusement méridienne, va rattraper la vallée de la Borne au niveau du hameau de Tressol.

En contre-bas de Tressol, dans la gorge de la rivière, nous retrouvons de la granulite, toujours de même type, qui s'étend en une bande étroite et allongée sur 1 km le long de la faille. Mais en plus, aux épontes de la roche ignée, vont de nouveau se présenter des éléments de quartz accompagnés comme toujours de barytine et de galène, ici encore sans doute argentifère. L'ensemble se présente là comme il s'était présenté dans les

parties plus méridionales de la zone faillée et les mêmes observations doivent nécessairement nous conduire aux mêmes résultats, à savoir qu'il est logique de séparer deux stades successifs dans cette mise en place : quartz d'abord, barytine et galène argentifère ensuite (on pourrait même distinguer trois stades si l'on veut bien considérer la mise en place antérieure de la granulite).

Au N de Tressol, nous entrons dans le flanc S d'un anticlinal

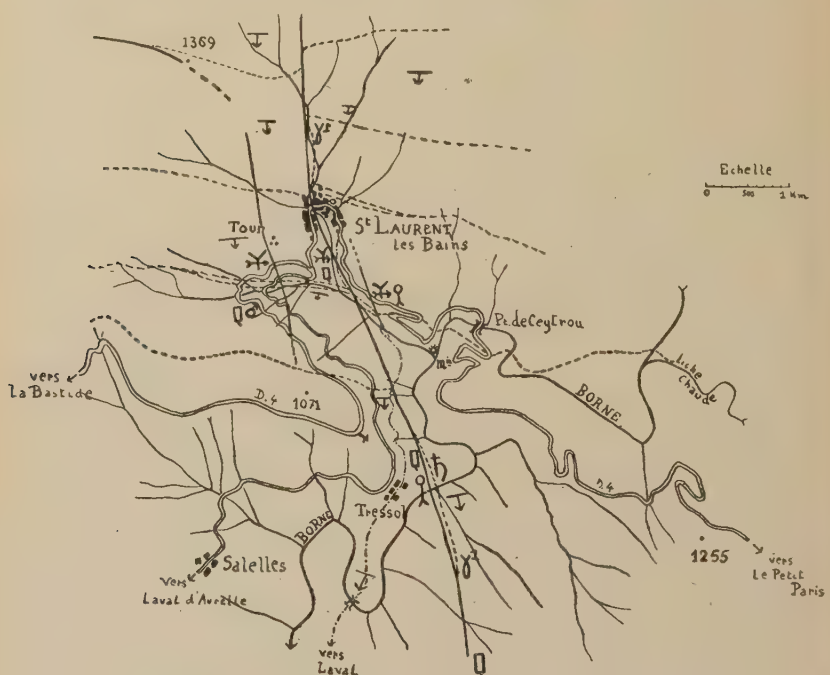


FIG. 2. — La région de Saint-Laurent-les-Bains.

complexe que la faille de la Borne vient sectionner dans la gorge de Saint-Laurent-les-Bains. Ce ravin étroit et profond est drainé par un torrent, affluent de rive droite de la Borne et qui se jette dans celle-ci au moulin du Pont de Ceytrou. De la sorte, nous avons définitivement quitté la Borne qui venant du NE, évite Saint-Laurent.

Les indices ou même gîtes de Saint-Laurent sont spéciaux et méritent un examen un peu détaillé. Dans la faille même de la Borne et en particulier dans le ravin emprunté par le torrent de Saint-Laurent, il y a un gîte de fluorine et la source chaude de Saint-Laurent-les-Bains. Deux filons parallèles l'encadrent à gauche comme à droite ; l'un passe à 350 m environ à l'W, près

de la Tour Ruinée, l'autre, sur la rive gauche, est plus proche (80 m), mais beaucoup moins visible : on l'appelle dans le pays le filon « Martin Louche ». Nous allons examiner successivement ces trois zones.

Le filon de la Tour Ruinée est subvertical et de direction NNW-SSE. On le voit en affleurement sur le talus de la nouvelle route de Tressol, à 150 m de son départ à partir de la D. 4. On y voit une puissance d'environ 20 cm de fluorine violette, à peu près exempte de quartz et de barytine, et très fluorescente à l'ultra-violet. On trouve dans le prolongement S de ce filon des indices sous forme de fluorine, mais en direction N, on suit la zone sur près de 1 km. Au delà de la crête de la Tour Ruinée, la fluorine s'amenuise et disparaît, mais on suit une faille vers le N sur au moins 500 m. De plus, toujours sur la tranchée de la route neuve de Tressol, à 35 m à l'W du filon de fluorine, on remarque une zone broyée, sur quelques centimètres avec des éléments de quartz et des imprégnations de sulfures métalliques sur ce quartz ou sur la salbande micaschisteuse (pyrite ou plus sporadiquement chalcopyrite). Ceci nous montre la disjonction, non seulement dans le temps, mais encore dans l'espace de deux minéralisations successives.

Le filon principal est le plus important et jalonne exactement la faille de la Borne. On le voit magnifiquement dans le lit du torrent immédiatement au S de Saint-Laurent. On y voit un filon de fluorine verte complètement individualisée au sein d'un ensemble filonien beaucoup plus ancien et beaucoup plus large constitué par du quartz avec très rares mouches de barytine ; cette dernière, très peu abondante, ne se trouve pas avec la fluorine dont le filon est ainsi à peu près pur. *Ceci est important à signaler* si l'on veut essayer de se représenter quelles ont été les venues successives de matière dans la fracture. La fluorine affleure encore au pied de deux ou trois maisons à la sortie W de Saint-Laurent avec, pour autant qu'on se le puisse représenter, des caractères à peu près identiques de gisement.

Au N de Saint-Laurent-les-Bains, on perd toute trace de minéralisation. Mais la faille se suit encore nettement en remontant le long du torrent de Saint-Laurent, en particulier on voit de la granulite entre la sortie N du village et la crête qui domine le versant de la Borne (1.369 m) malgré les éboulis qui parsèment les flancs de cette échine rocheuse.

Le filon « Martin Louche » n'est visible en affleurement que sur quelques mètres. Aussi les renseignements qu'il peut fournir sont minimes. Il est à fluorine et barytine ; la barytine serait plus importante que dans le filon principal. En tout cas, le quartz paraît plus rare et il n'a pas jusqu'à présent montré de traces de sulfures métalliques¹.

1. Sur la tranchée de la D. 4, à côté du Pont de Ceytrou, on voit un filon méridien de quartz à mouche de pyrite. On le recoupe plus au N, le long du chemin muletier qui mène de Saint-Laurent au village de Borne.

d) *La source de Saint-Laurent-les-Bains.* — La source chaude de Saint-Laurent jaillit au village même, sur la faille. Ses caractéristiques sont essentiellement sa haute température, de l'ordre de 65°, mais également sa très faible minéralisation ; sa teneur en sels dissous est très faible, sinon nulle¹, si bien que cette eau est douce au sens banal du terme et en particulier dissout admirablement bien le savon. Aucun dépôt n'est visible à son point de sortie et on n'y voit guère qu'une abondante flore de mousses et d'algues, d'espèces très banales et classiques.

La liaison faille-source semble indiscutable. Mais il paraît aussi qu'il n'y ait pas de rapport direct entre cette source et les différentes minéralisations de la zone fracturée, en particulier avec la fluorine. Il faudrait plutôt, à mon avis, considérer la source comme conséquence des phénomènes volcaniques qui, comme nous allons le voir bientôt, vont se manifester au N et à l'E de Saint-Laurent-les-Bains ; ce serait donc quelque chose de très récent, beaucoup plus récent en tout cas que les phénomènes de mises en place des différentes minéralisations de la faille de la Borne.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS.

L'examen de la zone faillée de la Borne nous offre en exemple les différentes catégories de minéralisations qui s'y sont installées et qui affleurent actuellement. Il nous reste maintenant à rassembler les résultats acquis et à dégager les conclusions d'ordre général qui nous paraissent pouvoir être mises en évidence.

Dans l'ensemble, nous notons que le premier élément qui apparaît est cette granulite de caractère si spécial et si constant qui a injecté le contact. Signalons tout de suite que ce n'est pas là une minéralisation dans son sens exact, mais plutôt la mise en place d'un matériel magmatique. Seul son mode de gisement peut nous autoriser à rapprocher cette granulite des filons proprement dits, encore qu'il nous faille constater une localisation des granulites au niveau des noyaux granitiques ou dans leur voisinage. Une telle constatation prendrait toute sa valeur si, au lieu de regarder simplement la faille de la Borne, faille qui

1. Elle s'oppose ainsi par ces caractères à la source de Bagnols-les-Bains (Lozère) au pied du mont Lozère, source également chaude (70° env.) mais fortement chargée en matières dissoutes (dépôts de soufre, de cuivre, etc.) On doit donc penser à une origine assez différente. Par contre, dans un travail précédent [1], j'ai signalé dans la région de Jaujac (Ardèche) une série de sources minérales, souvent chaudes, qui jalonnent en particulier le chevauchement S du bassin houiller de Prades-Jaujac. Leur origine est indiscutablement liée au volcanisme très récent (Pléistocène) de cette région.

recoupe longuement un massif grānitique, nous suivions les grands accidents qui traversent toute cette région du Massif Central, et ce souvent très en dehors des batholites [5].

Au point de vue de l'âge de cette granulite, disons très brièvement que cette mise en place paraît être la plus ancienne : elle est postérieure à l'apparition des granites et, sans doute, antérieure au Stéphanien des bassins houillers proches.

Viendrait le cortège des filons de quartz qui paraissent représenter l'épisode le plus ancien des minéralisations proprement dites. A ce quartz seraient liés des sulfures métalliques : pyrite, chalcopryrite et par place blende. Ainsi qu'il a été dit, le problème de l'apparition d'une galène en liaison avec cette phase est encore réservé et sans doute la comparaison avec d'autres régions proches pourra éclairer cette question (zone du Blaynard ou mieux encore des filons du S de la Margeride).

Pour ce qui est de l'or du ru d'Ourlette, il semble logique d'admettre qu'en gros cet or soit contemporain du quartz ; apparemment, il n'est pas accompagné par des minéraux de type particulier, tout au plus par de la pyrite.

La barytine, partout où il m'a été donné de la rencontrer, se montre d'une façon générale postérieure au quartz. Ainsi elle représenterait un deuxième stade dans la succession des minéralisations, stade plus récent. Elle se montre typiquement liée à la galène, cette dernière le plus souvent argentifère ; en général, on ne note pas d'autres espèces minérales associées à la galène.

Le plus récent parmi les minéraux présents paraît indiscutablement être la fluorine. On la voit nettement, dans la région de Saint-Laurent-les-Bains se superposer au quartz et, bien que cela apparaisse moins net, à la barytine. En d'autre lieu, et en particulier au long de la faille du Goulet, nous verrions alors de façon frappante la fluorine postérieure à la barytine. Avec la fluorine, nous avons à Saint-Laurent des amas pratiquement monominéraux, sans autres éléments ; c'est ce qui en fait l'intérêt pratique.

Comment dater ces minéralisations successives ? Tout ce que nous savons, c'est leur âge postgranulitique et, en l'absence de terrains sédimentaires il nous est impossible de préciser davantage. En anticipant sur d'autres observations faites en des régions voisines, on peut signaler d'ores et déjà qu'à coup sûr la barytine, et dans une certaine mesure le quartz, minéralise les petits causses du haut Lot et du Chassezac, le long des failles du mont Lozère et du Goulet, ceci jusqu'au Jurassique moyen (Bajocien), dernier étage représenté. Ces minéralisations sont donc postba-

jociennes. D'autre part, les terrains tertiaires, sans doute oligocènes, des bassins de Saint-Flour-Malzieu d'une part, de Langogne d'autre part, abondent en cailloux et galets de quartz où l'on reconnaît le matériel facilement repérable des filons de quartz des fractures de la région. Donc les minéralisations seraient anté-oligocènes et par là antérieures à l'apparition du volcanisme de l'Aubrac et du bas Vivarais.

Cette dernière notion mérite d'être dégagée car, dans l'espace, quand on suit toutes les failles, on s'aperçoit, *et ce caractère a une valeur de généralité absolue*, que ces dernières deviennent stériles quand on gagne des territoires qui seront, plus tard, des zones de volcanisme, et la fréquence des indices est d'autant plus grande que l'on s'éloigne de telles zones pour rentrer dans des régions sans traces de volcanisme; tout se passe comme si existait une exclusive réciprocity entre les venues volcaniques et les venues minéralisées, étant bien entendu, encore une fois, que ces deux types d'événements sont également exclusifs dans le temps ainsi qu'on vient de le préciser plus haut. La faille de la Borne subit la règle générale et se stérilise au N de Saint-Laurent-les-Bains. Or, si l'on regarde la carte géologique de Largentière [6], on voit que ce domaine est justement celui où apparaissent les volcans isolés du Vivarais (vers le N, Bois du Tanargue, Cellier de Luc et Saint-Étienne-de-Lugdarès; vers l'E, assez près de Saint-Laurent, les sources de la Liche Chaude, affluent de la Borne, sourdent au pied de deux pitons de basalte, au village même de Loubaresse). Enfin, comme nous l'avons laissé supposer, la source chaude de Saint-Laurent-les-Bains doit sans doute être considérée comme une manifestation liée au caractère volcanique de cette zone. Elle marquerait ainsi l'arrêt des venues minéralisatrices de la faille de la Borne, en direction du N.

BIBLIOGRAPHIE

1. M. BALMELLE. — Les richesses du sous-sol et les richesses hydrauliques du département de la Lozère. Lb. Planchon, Mende, 1918.
2. G. FABRE. — Sur la preuve de la submersion du mont Lozère à l'époque jurassique. *B. S. G. F.* (3), I, p. 306, 1873.
3. P. LAPADU-HARGUES. — Études sur le bassin houiller de Prades. *Dip. Et. Sup.* Paris, 1939.
4. — Quelques remarques sur la structure du mont Lozère, du Bougès et de la montagne du Goulet. *Bull. Soc. Lett. Sc. Arts Lozère*, p. 142, Mende, 1946.
5. — Les massifs de la Margeride, du mont Lozère et leurs bordures. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, t. XLVI, n° 222, 1947.
6. H. LONGCHAMON. — Carte géologique. Feuille de Largentière, n° 197, 2^e éd. *Serv. Carte Géol. Fr.*, 1939.

GLISSEMENTS SOUS-MARINS, SÉDIMENTATION ET OROGÉNÈSE DANS LA KABYLIE DES BABORS AU CRÉTACÉ

PAR **A. Lambert**¹.

M. F. Ehrmann² a montré que des conglomérats à Ammonites pyriteuses apparaissaient à différents niveaux du Crétacé de la Kabylie des Babors. Ces conglomérats sont associés à des schistes à faciès profond, les éléments sont d'origine locale, arrachés aux reliefs calcaires jurassiques voisins. Le caractère paradoxal qu'offre l'association de conglomérats et de sédiments bathyaux a été souligné par M. F. Ehrmann dans le titre même de la publication dans laquelle il signalait ces faits étranges³. D'après ce géologue, la présence et la permanence de reliefs émergés dès le Crétacé inférieur⁴, combinée avec un régime de régressions et de transgressions multiples dans des couloirs étroits et profonds, expliquerait les particularités de cette sédimentation.

Cette explication ne rend pas compte de l'existence dans les schistes à faciès profond de blocs pouvant parfois peser plusieurs tonnes en des points éloignés de quelques centaines de mètres ou même un à deux km de côtes rocheuses dont ils auraient pu se détacher ; cela en l'absence de toute trace de ravinement pouvant permettre d'invoquer un transport torrentiel au cours d'une émergence.

Nous pensons que ces particularités peuvent s'expliquer par la permanence au cours du Crétacé d'un régime de cordillères et de fosses correspondant aux anticlinaux et synclinaux ; cordillères sans cesse avivées par les poussées orogéniques et fosses affectées de subsidence.

La sédimentation a été continue dans les fosses où un faciès profond s'est maintenu, discontinue sur les cordillères souvent émergées et aussitôt nivelées par l'érosion au cours des paroxysmes orogéniques. Les matériaux de démolition constitués par les cal-

1. Note présentée à la séance du 19 janvier 1948.

2. F. EHRMANN. Résumé stratigraphique et tectonique sur la Kabylie des Babors et les régions voisines. *Bull. Serv. carte géol. Algérie. Travaux récents des collaborateurs*, fasc. I, 1924.

3. F. EHRMANN. Le Crétacé bathyal à faciès détritique dans la région de Bougie. *C. R. somm. S. G. F.*, 154, et *CR. Ac. Sc.*, CLXXII, mai 1921.

4. F. EHRMANN. Sur un important mouvement orogénique dans la Kabylie des Babors. *CR. Ac. Sc.*, CLXXII, avril 1921.

caires jurassiques des cordillières s'accumulaient sur la bordure des récifs et glissaient sur les pentes sous-marines, où ils se mêlaient aux dépôts à faciès profonds.

Dans la Kabylie des Babors un certain nombre de facteurs ont pu faciliter ce mode de sédimentation qui y paraît très généralisé, tant dans l'espace que dans le temps. Il y a ici une dysharmonie marquée entre synclinaux et anticlinaux; les premiers larges et régulièrement ployés, les second très étroits et très exagérés en hauteur¹. Cela est dû à diverses causes²: localisation des efforts orogéniques sur les rides anticlinales dès leur formation au Crétacé inférieur; nivellement, concomitant à l'orogénèse, de la partie sommitale des plis par l'érosion; reflux sous les anticlinaux du matériel plastique triasique. L'attaque par l'érosion des reliefs calcaires a donné un faible résidu argileux qui s'est sédimenté dans les creux, l'apport a sensiblement compensé la subsidence et la sédimentation y a conservé son caractère profond. A la bordure des récifs, en marge des anticlinaux, où, pour les causes indiquées plus haut étaient confinées les déformations tectoniques, s'accumulaient d'énormes épaisseurs d'éboulis de falaise. La sédimentation étant moins active dans les fosses que sur la bordure, la pente sous-marine s'est accusée; elle s'est exagérée par l'action de l'orogénèse, ce qui a facilité le glissement des masses rocheuses accumulées sur les côtes, mouvements peut-être déclenchés par des phénomènes sismiques³.

M. J. Goguel⁴ a, le premier, montré l'existence de glissements sur le fond des mers, en milieu profond, survenus au moment de la sédimentation. Avant les observations de ce savant, de tels glissements n'étaient connus que dans les couches inclinées des deltas. Le mode de sédimentation qui peut en résulter, tel que nous l'imaginons dans la Kabylie des Babors au Crétacé, ne serait donc pas particulier à cette région; nous soupçonnons qu'il caractérise tous les régimes de cordillières en voie de surrection. Dans la Kabylie des Babors, les cordillières sont restées embryonnaires car la lenteur de l'orogénèse a permis à l'érosion de niveler les plis à mesure de leur surrection. La pesanteur n'a pu ainsi agir pour reposer la tête des plis, déformation qui aurait provoqué l'apparition d'appareils chevauchant par glissement

1. F. EHRLMANN. Feuille Ziama 1/50.000, 1925. *Serv. carte géol. Alg.*

2. J. GOGUEL. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 1943, p. 375, 377, 384.

3. E. SUSS. La face de la Terre, ch. II et ch. XI, Paris, 1897-1900.

4. J. GOGUEL. Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *B. S. G. F.*, (5), VIII, 1938, p. 251.

vers les fossés. Ce sont les résidus de la partie sommitale des rides anticlinales plus ou moins dissociés et brassés par les flots qui sont lentement descendus le long des pentes sous-marines. Selon la dimension des éléments du reliquat de la cordillère et l'action plus ou moins prolongée des vagues, les débris ont pu constituer soit de véritables « klippes sédimentaires » (P. Lamare), soit des brèches et même des poudingues et des microbrèches. Il est évident que klippes et brèches ont correspondu à des paroxysmes, alors que les ensembles poudingues et microbrèches se sont formés durant les périodes calmes de l'orogénèse. Malgré leur origine littorale, subaérienne, ces dépôts peuvent s'être sédimentés, après leur migration, en milieu incontestablement profond et calme ayant permis le dépôt de vases fines et la précipitation de la pyrite. L'antinomie formulée par F. Ehrmann « Crétacé bathyal à faciès détritique » disparaît.

On soulignera l'embarras que l'on peut éprouver à distinguer, dans des cas analogues, les phénomènes de tectonique d'écoulement des phénomènes sédimentaires. M. P. Lamare¹ s'est heurté à de pareilles difficultés dans l'étude des formations détritiques du massif de Mendibelza. Ce savant a évoqué à cette occasion les problèmes que pose le « Wildflysh » alpin. Antérieurement, dans une région voisine, M. Dreyfuss² avait signalé des phénomènes semblables sans toutefois distinguer les « klippes sédimentaires » des écailles ou extrusions d'origine purement tectonique. Les difficultés rencontrées tiennent à ce que tectonique d'écoulement et transport de sédiment par glissement ne sont au fond que le même phénomène causé par l'intervention directe et exclusive de la pesanteur.

1. P. LAMARE. *B. S. G. F.*, (5), XVI, 1946, p. 265.

2. M. DREYFUSS. *Ibid.*, (5), XV, 1945, p. 81.

SUR DE CURIEUSES FORMES DE DISSOLUTION
DES CALCAIRES ARCHÉENS DE L'OUEST DES LAURENTIDES
(PROVINCE DE QUÉBEC, CANADA).

PAR **E. Aubert de la Rüe**¹.

PLANCHES III ET IV.

Les calcaires archéens, appartenant à la série de Grenville, ont une assez large extension parmi les roches métamorphiques et granitiques de la partie des Laurentides située dans l'W de la province de Québec. Comme ces calcaires cristallins sont les roches les plus tendres existant dans ce secteur marginal du Bouclier canadien, ils occupent généralement les zones déprimées plus fortement érodées. On les rencontre donc de préférence dans les vallées et les bassins lacustres, où ils disparaissent souvent sous une épaisse couverture de moraines et de dépôts fluvio-lacustres pléistocènes et plus récents. Il en résulte que l'extension réelle des formations calcaires est beaucoup plus considérable que ne le laissent supposer leurs affleurements, très limités sur de grandes étendues.

Dans la région de Mont-Laurier et d'une façon générale dans les bassins moyens de la rivière du Lièvre et de la Gatineau, tributaires de la rivière d'Ottawa, où je les ai plus spécialement étudiés, ces calcaires archéens, malgré leur développement, ne se signalent habituellement par aucun caractère morphologique spécial, sauf très localement. Celui qui passe rapidement et n'est pas prévenu de leur existence, ne peut guère soupçonner leur extension, beaucoup de leurs affleurements, peu saillants, offrant des surfaces moutonnées, usées par le passage des glaciers et très semblables à celles que présentent les roches granitiques associées.

Les dépôts récents superficiels, fréquemment argileux et imperméables, protègent sur de grandes étendues les calcaires de Grenville sous-jacents, les mettant ainsi à l'abri des phénomènes de dissolution. Là où manquent ces dépôts, le relief étant plus accidenté, les surfaces rocheuses sont rares ordinairement, car en raison de l'humidité du climat des Laurentides et des fortes précipitations, la forêt s'étend partout uniformément. Celles qui existent sont dues, le plus souvent, aux feux de forêt qui ont détruit la végétation et l'humus. Les affleu-

¹. Note présentée à la séance du 16 février 1948.

rements calcaires se présentent alors en bosses rugueuses, très surbaissées, grisâtres ou beiges superficiellement, colorations qui sont sans rapport avec celle de la roche fraîche. De longues fentes étroites traversent parfois ces affleurements, correspondant à des diaclases élargies par la circulation des eaux superficielles. Occasionnellement, les calcaires s'écaillent en surface ou, lorsque leur cohésion est faible et leur grain très grossier, ils se désagrègent en petits fragments rhomboédriques qui s'accumulent en arène et la ressemblance avec les affleurements de roches granitiques est encore plus frappante.

Par suite des circonstances locales indiquées, les formes caractéristiques du modelé calcaire sont, sinon complètement absentes, du moins très localisées et peu marquées dans les Laurentides occidentales. On doit les considérer comme très exceptionnelles dans le territoire envisagé. C'est comme telles que je mentionnerai de rares dolines un peu à l'E du lac des Pins (canton de Bigelow), quelques étendues de lapiez, d'ailleurs peu visibles en raison du tapis végétal, notamment au N du lac des Trente-Et-Un-Milles (Kensington), où l'un des torrents, tributaire de ce lac, a donné naissance à un remarquable « pont de pierre », belle arche calcaire, vestige d'une brève section souterraine de son cours. Quelques résurgences vaclusiennes sont également à signaler dans les cantons d'Aumond, Blake et de Bouchette.

Ce n'est toutefois pas sur ces faits, qui sont peu de chose au total, pour un territoire où les calcaires archéens occupent des centaines de kilomètres carrés, que je désire spécialement insister, mais bien sur la présence de phénomènes de dissolution strictement localisés et d'un type particulier. A ma connaissance, ils n'ont encore jamais été signalés dans cette partie du Canada.

Il s'agit de zones calcaires exclusivement confinées en bordure immédiate des rives de nombreux lacs offrant de préférence une étendue un peu considérable. Ces surfaces sont, suivant leur inclinaison, striées de cannelures parallèles, perforées de tubulures ou criblées de cupules plus ou moins parfaitement circulaires. Ces phénomènes sont localisés dans la frange calcaire du rivage battue par les vagues et dénudée. Leur largeur dépend de l'inclinaison de la rive, n'excédant guère 2 m, là où elle est escarpée, mais s'étendant sur une dizaine de mètres et même davantage, pourvu qu'elle soit basse et plate. Ces curieuses formes de dissolution chimique sont, en effet, intimement liées au phénomène du ressac. Comme les lacs des Laurentides sont sujets à des variations de niveau, il arrive, à la fin du printemps, après la fonte des neiges, que les cannelures et cupules soient partiellement submergées, mais il est bien certain qu'elles ont été

produites à l'air libre, aux périodes de basses eaux. Il convient de noter également qu'en vue de faciliter l'exploitation forestière et le flottage du bois, le plan d'eau de nombreux lacs a été relevé de façon permanente, d'1 ou 2 m, par l'établissement de barrages sommaires, d'où la submersion, partielle ou totale, de certaines rives présentant ces phénomènes de dissolution antérieurement formés.

Dans le cas de rives fortement inclinées, la paroi calcaire ne montre, le plus souvent, que des sillons étroits, parallèles entre eux et perpendiculaires au bord du lac (pl. III, fig. 1). Cette forme simple de corrosion s'explique aisément par le retour de l'eau que projette le ressac. Pour peu que la pente s'atténue, on voit s'associer à ces cannelures d'étroites tubulures, plus ou moins profondes. Les aspérités de la surface, en retenant une certaine quantité d'eau, sont à leur origine. Ces tubulures, très nombreuses parfois, existent également seules (pl. III, fig. 2). Elles sont une forme intermédiaire entre les cannelures et les cupules, celles-ci se présentant à peu près exclusivement sur les surfaces planes ou en pente douce.

Les cupules, de forme plus ou moins parfaitement circulaire, résultent du séjour prolongé de l'eau dans les légères dépressions de la surface du calcaire. Des faits semblables sont bien connus le long de nombreuses côtes maritimes où l'eau de mer, suivant un processus assez analogue, creuse des vasques dans les roches les plus diverses et les plus dures. Les cavités des rives lacustres calcaires envisagées, finissent, en se développant, par s'anatomiser, séparées simplement par des crêtes aiguës et donnant naissance à des surfaces cellulaires caractéristiques (pl. IV, fig. 1 et 3).

La section verticale de ces cupules est habituellement conique et leur profondeur peut atteindre de 15 à 20 cm. Il en existe également à fond presque plat ou légèrement concave (pl. IV, fig. 2). Le diamètre à l'ouverture ne dépasse guère 20 cm au maximum. Il ne semble pas y avoir de relation entre ce dernier et la profondeur des cupules.

Ces calcaires cristallins, presque toujours magnésiens, sont très fortement métamorphiques et passent souvent à des cipolins chargés de minéraux, notamment de graphite, de quartz, de feldspath et de silicates calciques. Les différentes formes de dissolution citées se développent avec le plus de netteté là où les calcaires sont particulièrement compacts, à grain fin et homogène.

Parmi les lacs où ces phénomènes de corrosion sont les plus répandus, je citerai le lac des Iles, les lacs Achigan, Bois-Franc,

Heney et Trente-Et-Un-Milles dans les comtés de Labelle et de Gatineau. On peut cependant les observer localement autour d'une foule d'autres lacs de la région.

Il est intéressant de constater leur absence le long des rives calcaires des différents cours d'eau de la contrée. Ce fait confirme bien le rôle important joué par le ressac dans ce type de corrosion. La température relativement élevée des eaux superficielles des lacs pendant les mois d'été, qui peut atteindre 25° à 30° du seul fait de l'insolation, intervient sans doute pour une large part dans l'intensité du phénomène. La forte acidité de l'eau, liée à l'abondance des matières organiques végétales accumulées dans ces lacs, doit être également prise en considération.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE III.

- FIG. 1. — Escarpement calcaire montrant des cannelures verticales. A droite, les paragneiss granitisés associés ne présentent aucune trace de corrosion. Rive W du lac des Trente-Et-Un-Milles (Canton de Cameron).
- FIG. 2. — Tubulures le long d'une rive calcaire modérément inclinée. Lac des Trente-Et-Un-Milles (Canton de Kensington).

PLANCHE IV.

- FIG. 1. — Rive calcaire plate criblée de cupules. Lac des Iles (Canton de Robertson).
- FIG. 2. — Cupules à fond plat sur la rive W du lac Heney (Canton de Hincks).
- FIG. 3. — Cupules de dissolution sur une rive basse du lac Achigan (Canton de Kensington).
-

SUR UN NOUVEL HORIZON PALÉONTOLOGIQUE
DU LIAS SUPÉRIEUR
ET LE CONTACT DU LIAS MOYEN ET SUPÉRIEUR
DANS L'EST DE LA FRANCE
(NOTE PRÉLIMINAIRE.)

PAR **P. L. Maubeuge**¹.

Le Lias de l'E du Bassin Parisien offre encore bien des obscurités en ce qui concerne sa stratigraphie, malgré les travaux remarquables et nombreux parus sur ce sujet, surtout ces dernières années.

Au cours de la préparation d'un travail d'ensemble sur la région, ainsi que sur la Belgique et le Luxembourg, j'ai pu accumuler une masse importante de données sur cette formation. Certaines sont entièrement nouvelles. Je me propose ici de décrire brièvement quelques coupes caractéristiques au contact du Lias moyen et supérieur, afin de pouvoir énoncer quelques faits inédits. Je décrirai ultérieurement ces coupes en détail, accompagnées d'autres descriptions d'affleurements du même niveau².

STRATIGRAPHIE³.

Coupe schématique dans la région de Clefmont-Bourmont (Haute-Marne).

De haut en bas :

1. — « Schistes cartons » typiques avec nodules calcaires. Horizon à *Harpoceras falciferum*.
2. — Délit très ocreux, gréseux.
3. — Grès grisâtre ou gris bleuâtre, très dur (« Grès de Bourmont »), très distinct du « Grès médioliasique ». Puissance moyenne 0 m 30. Fossiles très nombreux et variés. Brachiopodes, Lamellibranches, Bélemnites, Ammonites du genre *Dactylioceras*. Bois fossiles. Nodules phosphatés diffus. Passage continu à :
4. — « Grès médioliasique » typique, à fossiles nombreux et caractéristiques de la formation. Comme Ammonites, on trouve des *Paltopterozeros* du groupe de *P. spinatum* BRUG.

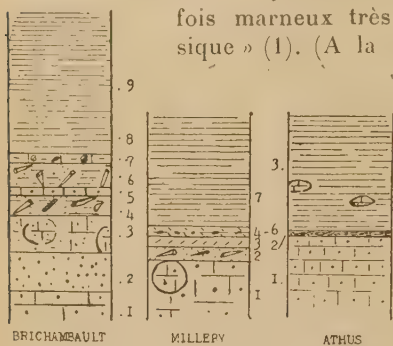
1. Note présentée à la séance du 16 février 1948.

2. Une note paléontologique faisant suite à ce travail paraîtra bientôt. Elle décrira les principales espèces, peu connues ou nouvelles, de l'horizon à *semicellatum-tenuicostatum*.

3. Voir le tableau de figures.

Contact des deux horizons du Lias, région de Fécocourt (M.-et-M.).

Les « Schistes cartons » typiques (5) reposent sur un mince niveau de pyrite altérée (3), qui traduirait peut-être une surface d'érosion marine. Ce dernier est supporté par 15 cm de marnes jaunâtres et grisâtres riches en Bélemnites (2). Cette marne passe brusquement, d'une façon continue, à du grès bleuâtre micacé, parfois marneux très dur. C'est le « Grès médioliasique » (1). (A la base des « Schistes cartons » existe un banc calcaire (4)).



Coupe schématique près de Ludres (M.-et-M.).

De haut en bas :

7. — « Schistes cartons » typiques.
6. — Bone-bed peu épais, avec jayet et Bois fossiles. Nombreux restes de Vertébrés divers. Graviers de roches anciennes.
5. — 2 m 50-3 m de schistes saumons et gris, représentant la base des « Schistes cartons ».
4. — Marne ocreuse. Environ 50 cm.
3. — Marnes jaunâtres ferrugineuses, avec au sommet un niveau criblé de Bélemnites roulées (« Champ de bataille de Bélemnites ») A la base, niveau à nodules phosphatés, à *Dactylioceras* (2).

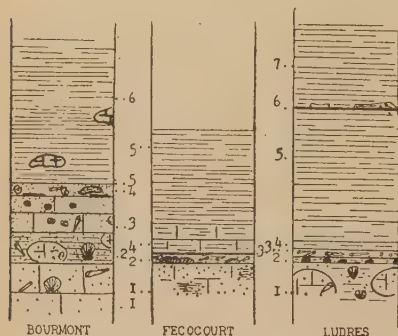


Fig. 1.

1. — « Grès médioliasique » avec boules calcaires au sommet.

Coupe schématique à Brichambeau (Brichambault), près Nancy.

De haut en bas :

9. — Marnes schisteuses bleues, 1 m 60.
8. — Marne bleue dure, 0 m 40. Ces deux couches constituent les horizons de base des « Schistes cartons ».
7. — Banc sableux compact, calcaire, pyriteux, à *Dactylioceras*, 0 m 10.
6. — Sable marneux bleu, très pyriteux, criblé de Bélemnites, 0 m 30.
5. — Même couche plus dure, 0 m 12.

4. — Sable marneux bleu, criblé de Bélemnites, 0 m 30.
- 1-2-3. — Grès calcaro-marneux, bleu et jaunâtre, coquillier (fossiles du « Grès médioliasique »). Sommet de la zone à *Paltopteroce-
ras spinatum*.

Coupe schématique à Millery-Custines (M.-et-M.).

De haut en bas :

7. — Schistes marneux bleus. « Schistes cartons ».
6. — Marne ferrugineuse, 0 m 03.
5. — Niveau de petits nodules sableux et calcaires, probablement phosphatés.
4. — Marne sableuse bleu noirâtre, riche en Bélemnites, 0 m 05.
3. — Marne ocreuse, avec fossiles du « Grès médioliasique », 0 m 20.
2. — Grès bleuâtre criblé de Bélemnites, fossiles du « Grès médioliasique », 0 m 15.
1. — « Grès médioliasique » jaune et bleu, avec boules calcaires. Les couches 3 à 5 forment le sommet du « Grès médioliasique ».

Coupe schématique à Athus (Belgique).

De haut en bas :

3. — « Schistes cartons » à nodules calcaires, riches en pyrite.
2. — Délit de marne ocreuse où pullulent des Bélemnites, non roulées.
1. — Marne gris bleuâtre, claire, calcaire, à muscovite et fossiles du « Grès médioliasique » dont elle constitue le sommet.

Les horizons signalés à plusieurs reprises comme m'ayant fourni des *Dactylioceras*, entre les « Schistes cartons » et le « Grès médioliasique » m'ont montré l'existence des espèces suivantes (Détermination incomplète des faunes). Les Ammonites sont seules envisagées.

1. Région de Clefmont à Bourmont (Haute-Marne) : *Dactylioceras* (*Athlodactylites*) *crassulosum* SIMPSON, *Dactyl.* (*Kryptodactylites*) *semicelatum* SIMP., *Dactyl.* aff. *semicelatum* SIMPS., *Dactyl.* (*Tenuidactylites*) *tenuicostatum* Y. et B., *Kryptodactylites* sp. (aff. *semicelatum* SIMPS.).

2. — Région de Nancy : Ludres (nodules phosphatés remaniés), Brichambault (couches en place), Saint-Max (la Poudrière) (couches en place) : *Dactylioceras semicelatum* SIMPS., *Dactyl. tenuicostatum* Y. et B., *Kryptodactylites* sp. (aff. *semicelatum* SIMPS.).

Conclusions. Ces différentes coupes prises parmi une série plus complète montrent en allant du N au S dans l'E de la France que le contact du Lias moyen et supérieur n'est pas représenté par une série uniforme.

1. Là où la série est la plus complète (région de Clefmont-Bourmont), on constate l'existence au toit du « Grès médioliasique » à *Paltopleuroceras spinatum* BRUG. d'un passage continu à un autre horizon paléontologique. Celui-ci est caractérisé par un assemblage d'une faune non encore signalée ou mal placée stratigraphiquement. Les sédiments de cette zone sont encore gréseux.

2. Cette zone paléontologique individualisée correspond à celle à *Dactylioceras tenuicostatum* (zone à « *Dactyl. annulatum* » de Tate et Blake dans le Yorkshire) des auteurs anglais.

3. On constate que des phénomènes tectoniques importants se sont fait sentir à la fin du Lias moyen et au début du Lias supérieur. En effet, des remaniements de faunes portant sur une zone paléontologique (Z. à *tenuicostatum*) existent dans les environs de Nancy. Dans les régions voisines les remaniements ne se sont pas produits.

4. A différents endroits, entre le « Grès médioliasique » et les « Schistes cartons », des couches marno-sableuses, riches en Bélemnites, bien que n'ayant pas fourni de faunes d'Ammonites, semblent pouvoir être synchronisées avec les sédiments de l'horizon à *semicelatum*.

5. Souvent, le contact des « Grès médioliasiques » avec les « Schistes cartons » se fait sans interposition de sédiments particuliers. La faune du grès et celle des schistes rend vraisemblable l'absence de l'horizon à *semicelatum*, avec lacune stratigraphique. Or cette lacune, sans études paléontologiques n'est pas du tout évidente à l'examen du contact direct des deux formations.

6. Aucune règle ne peut être déduite quant aux caractères du contact des deux formations dans tout l'E de la France et les régions belgo-luxembourgeoises. La région de Clefmont-Bourmont (certainement à étendre vers le S de Clefmont) stratigraphiquement semble la plus complète. Une érosion ne s'est produite qu'après le dépôt de l'horizon à *semicelatum*.

Ailleurs, on constate une érosion (ou plusieurs), avec lacune stratigraphique, entre le Lias moyen et supérieur. Si on ne possédait les autres coupes relevées, on ne pourrait guère supputer la date de cette érosion, ni fixer ses limites maximum et minimum possibles dans le temps.

CHRONOLOGIE HÉMÉRALE ET SYNCHRONISME AVEC L'ANGLETERRE.

Les données se rapportant à ces horizons en Angleterre se résument ainsi :

1. Côte du Dorset.

Zones à *Grammoceras striatulum*— à *Haugia variabilis*— à *Lillia Lilli*— à *Peronoceras braunianum*— à *Peronoceras fibulatum*— à *Frechiella subcarinata*

« Junction bed » Lacune

*Harpoceras falciferum**Harpoceras exaratum**Dactylioceras tenuicostatum**Tiltoniceras acutum*— à *Paltoleuroceras spinatum*

« Marlstone »

« Sables de Thorncombe ».

2. Somerset.

Zones à *bifrons* et *falcifer*Zones à *exaratum* (*H. falciferum*et *H. exaratum* au sommet; à Batcombe).

Argiles marneuses à nodules

« Couches à Sauriens ».

« Bande à *Leptaena* » (*-Koninckella*) : argiles vertes, jaunes et brunes à Brachiopodes, Ostracodes et Foraminifères (district d'Ilminster).

3. Cotswolds (région centrale).

Zone à *falciferum* (*D. tenuicostatum* à la base).

« Couche de Dumbleton » : couche à Sauriens et Poissons

Schistes papyracés

« Marlstone ».

4. Northants et comté de Lincoln.

Zone à *falciferum* (*Dactylioceras vermis* et *Elegantuliceras elegantulum*)Zone à *D. semicelatum*.

Argiles et calcaires (oolithiques)

(S du comté de Lincoln) « Schistes de Grantham » à nodules calcaires

Schistes papyracés à *D. semicelatum* et *D. cf. tenuicostatum*. (Seulement à la limite des comtés Oxford-Northants — comté de Leicester (près Tilton), et district de Lincoln)Couche de transition » : faunes d'Ammonites mélangées : *Dactylioceras* et *Tiltoniceras acutum*. (A Lincoln : schistes verts et gris passant en bas à du grès avec *Dactylioceras* à fines côtes. Au-dessus de ces *Dactylioceras*, on trouve *Tiltoniceras acutum*).

5. *Yorkshire.*

Zone à <i>falcifer</i>	{	« Roche à jais » : schistes bilumineux.
— à <i>exaratum</i>		
— à <i>tenuicostatum</i> .		« Schistes gris » : schistes sableux à calcaires terreux noduleux.

6. *Région des Hébrides : Iles de Skye et de Raasay.*

Zone à <i>falcifer</i>	{	« Schistes de Portree » (Ile de Skye)
— à <i>exaratum</i>		
Zone à <i>falcifer</i>	{	« Schistes de Portree » (Ile de Raasay).
— à <i>exaratum</i>		Présence de <i>Dactylioceras delicatum</i>
Zone à <i>tenuicostatum</i>	{	« Grès de Scalpa » (Ile de Raasay).
— à <i>spinatum</i> .		

7. *Kent.*

A Chilton, le Lias supérieur considérablement réduit n'est plus représenté que par la zone à *tenuicostatum*.

Conclusions. Il semble, d'après ces séries, que les horizons stratigraphiques suivants peuvent être définis.

Dé haut en bas :

Zones à *falcifer*, à *exaratum*, à *vermis* et *elegantulum*, à *semicelatum-tenuicostatum*, à *acutum*.

Cependant, on a vu qu'à Lincoln, *Tiltoniceras acutum* existerait au-dessus de *D. semicelatum*. Cette anomalie n'a pas échappé à un éminent spécialiste anglais des terrains jurassiques, M. le professeur A. E. Trueman. Ce dernier a conclu à un mouvement de faunes avec apparition tardive de l'espèce incriminée. (Mais est-ce bien l'espèce typique ou une forme voisine?)

Si ces faits sont bien établis, ce dont je ne puis juger, c'est peut-être que *T. acutum* est dénué de valeur en tant qu'indice chronologique très précis. Cette forme serait à rejeter pour établir une table chronologique hémérale.

Buckman avait distingué de son côté les héméras suivantes, à la base du Lias supérieur et au sommet du Lias moyen. Une partie de celles-ci semble d'ailleurs purement imaginaire (Yorkshire Type Ammonites.) Je ne rapporte en face d'elles que les *Dactylioceratidae* (*Coeloceras* et *Dactylioceras*) et certains *Harpoceratidae* satellites des espèces indices, trouvés dans les épiboles correspondantes. Ceci n'est pas pour le Lias moyen, où je rapporte les diverses formes caractéristiques.

Notons que les *Argutarpites* (faune jamais encore signalée dans l'E) se trouvent en Lorraine à des niveaux qui semblent quelconques dans le « Grès médiolasique », à côté de *Paltoleuroceras spinatum* typique.

Cette dernière table est donc plus proche de celle déduite des séries anglaises, décrite dans les lignes précédentes, que de celle de Buckman.

Une ultime confrontation me fait incliner à admettre la table chronologique provisoire suivante. Elle serait valable pour le Bassin anglo-parisien. Héméras dans l'ordre descendant :

falcifer, *exaratum*, *elegantuliceras*, *semicelatum-tenuicostatum*, (*tiltoniceras* ?), *spinatum*.

La question de l'héméra *tiltoniceras* se présente ainsi en Lorraine : *Tiltoniceras acutum* typique ne me semble pas y avoir été rencontré. On y a bien signalé cette forme, mais à un niveau infiniment plus élevé qu'à Tilton. Si cette détermination est exacte (ce qui n'est pas certain), la non-individualité de l'héméra caractérisée par cette supposée espèce indice est démontrée¹. Les espèces satellites de l'horizon à *Tiltoniceras* reconnues par Buckman se trouvent, dans l'E de la France, mélangées à celles de son horizon à *tenuicostatus*. Le niveau géologique qui m'a livré ces faunes se montre comme un horizon remanié avec concentration de fossiles. Mais, si les deux héméras *semicelatum* et *tiltoniceras* ne sont pas individualisées, comme la coupe de Lincoln le laisserait supposer (existence de *T. acutum* dans toute l'épibole à *semicelatum*, et peut-être la dépassant), il pourrait y avoir seulement remaniement des éléments d'une seule épibole. Ce serait celle à *semicelatum-tenuicostatum*.

De toutes façons, jusqu'ici, je n'ai pas récolté *Tiltoniceras acutum*, pas plus que les anciens collectionneurs lorrains, dans les niveaux de base du Lias supérieur.

OBSERVATIONS SUR D'AUTRES RÉGIONS.

Au cours de l'automne 1947, j'ai pu, en compagnie de M. Marcel Brousse, d'Alès, étudier la magnifique coupe du Lias au col de Fontaneille, près de Rivières, dans l'Aveyron. Le ravin du ruisseau qui s'amorce du côté E du col nous a fourni une coupe très détaillée du contact du Lias moyen et supérieur.

Les schistes bitumineux, « Schistes-cartons » typiques, visibles sur toute leur épaisseur, sont très durs, à passées schistoïdes,

¹. J'ai acquis, après la rédaction de ce travail, la preuve qu'il ne s'agit pas de *Tiltoniceras*, ceci en toute certitude.

feuilletées. Quelques bancs de calcaire gris s'y rencontrent, contenant, surtout à la base, et dans les schistes également, des débris de Poissons peu abondants. La faune de l'horizon est nettement la même qu'en Lorraine.

Brusquement, on passe en dessous à des marnes grises, dures, à cassure anguleuse, à muscovite en très fines lamelles. Sur toute la hauteur de l'horizon, soit 11 m, on trouve des Bélemnites médioliasiques, non roulées, qui sont particulièrement abondantes au sommet. Des débris végétaux, grêles, en fins rameaux fourchus, sont très fréquents : il s'agit d'*Itieria*. Les Lamellibranches médioliasiques dont *Plicatula spinosa* Sow., sont peu nombreux. Les Ammonites paraissent absentes.

Cet horizon passe à une dizaine de mètres, visibles, de marnes schistoïdes micacées, avec bancs calcaires. On y trouve en abondance avec une forme d'*Amaltheus*, des *Paltopterocheras* encore indéterminés, qui ne sont pas *P. spinatum* BRUG.

Contre mes espérances, cette coupe d'une région célèbre en stratigraphie, ne m'a pas fourni de renseignements sur l'horizon à *semicelatum-tenuicostatum*.

Que conclure : admettre un isolement géographique de cette région méridionale du Plateau central, déjà connue pour ses faunes particulières d'Ammonites ? Admettre une lacune stratigraphique correspondant à cet horizon paléontologique (la lacune ne s'est pas traduite par des indices nets) ? Admettre enfin, que l'horizon à végétaux doit être synchronisé avec celui à *semicelatum-tenuicostatum*, dépourvu ou pauvre en Ammonites dans les Causses ? Ce sont là les seules explications possibles.

Une autre région méridionale était intéressante : le Pic Saint-Loup. M. M. Brousse a bien voulu, à ma demande, examiner la série décrite par Roman et Genevaux. Bien qu'averti, M. Brousse n'a pu jusqu'ici retrouver l'horizon connu en Lorraine et en Angleterre.

Enfin, une région symétrique de la Lorraine se doit d'être examinée : la Normandie. On y connaît depuis les travaux remarquables des Deslongchamps, une « couche à *Laeptena* », peu épaisse, qui semble, au moins en de nombreux points, une couche remaniée. Par sa position entre des horizons à faunes bien étudiées, cette couche a été synchronisée avec la « couche à *Laeptena* » d'Angleterre.

Malheureusement, aucune trouvaille de Céphalopodes bien déterminés n'est venue apporter de précisions sur ce synchronisme. Les Ammonites y semblent rares. Les Deslongchamps rapportent les trouvailles suivantes : « *Ammonites bifrons* BRUG.,

un seul échantillon très petit, May. *Ammonites mucronatus?* D'ORB., un seul échantillon a été recueilli. »

Il peut y avoir des mélanges de faunes dans cette couche. Mais compte tenu du caractère dubitatif du texte des Deslongchamps, et de la méfiance à apporter vis-à-vis des déterminations datant d'un siècle exactement, ne peut-on être autorisé à se demander si des faunes indiquant l'horizon à *semicelatum-tenuicostatum* n'y ont pas été effectivement trouvées. La destruction des collections Deslongchamps rend impossible toute vérification.

Seule l'étude de nouvelles coupes atteignant la « couche à *Laeptena* » pourra éclairer ce problème ; elle dira si une érosion n'a pas enlevé, dans cette région instable, les sédiments de l'horizon à *semicelatum-tenuicostatum*, qui ont dû théoriquement s'y déposer comme aux deux autres points opposés du Bassin anglo-parisien.

BIBLIOGRAPHIE

1. E. BENOIST. — Notes pour servir à l'étude des étages jurassiques inférieurs aux environs de Nancy. *E. Actes Soc. Linn. Bordeaux*, t. 26, 6^e liv.
2. G. CORROY et Ch. GÉRARD. — Le Toarcien de Lorraine et du Bassigny. *B. S. G. F.*, (5), III, 1933, p. 193-226.
3. P. L. MAUBEUGE. — La base du Toarcien aux environs de Nancy. *Bull. Soc. Sc. Nancy*, p. 4, n^o 3, mai 1945 (Voir remarques à propos de la note de Benoist).
4. J.-A. et J.-E. Eudes-Deslongchamps. — Mémoire sur la couche à *Laeptena*, du Lias, etc. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, 1859, III^e vol.
5. Bibliographie complète et résumé de la question (Angleterre exclusivement) dans *The Jurassic system in Great Britain*, de ARKELL. — Oxford, 1933.

ITINÉRAIRE DE NGAOUNDÉRE À REY-BOUBA (CAMEROUN SEPTENTRIONAL)

PAR René van Aubel ^{†1}.

Cette note a trait à la région située au S de Rey-Bouba et fait suite à nos deux études sur les lamidats de Bibemi et de Boubandjidda ². La variété des types porphyriques, la série étagée des venues granitiques et leurs relations intrusives font l'intérêt de cette étude. Les cartes les plus récentes ³ situent la région décrite, tantôt dans une aire cristallophyllienne homogène, tantôt dans des plages de grès sub-horizontaux crétacés ou de sables tchadiens quaternaires.

Un granite porphyroïde, dépourvu de structure linéaire, sert de socle au poste de Ngaoundéré. Si l'on quitte ce poste vers le N ou l'E, on aborde une large plage volcanique formée de coulées basiques : basaltes, dolérites, néphélinites, etc... A l'E, le basalte borde toute la vallée de la Vina Logone occidentale, cours d'eau que les indigènes appellent Bibi, et s'étend jusqu'à 5 km à l'E du village de Gangasow, en pays Douro, sur les bords de la rivière Makpok. Le Makpok franchi, la limite des basaltes s'incurve au SE et la piste aborde l'importante plage sous-jacente des rochers acides.

Du maïo Makpok au maïo Borohakata : granite à biotite, légèrement gneissique, injecté de granite rose, porphyroïde et irrégulièrement épidotisé. Les microgranites (porphyres quartzifères) de tons rosés, à phénocristaux de quartz et de feldspath rougeâtre, débent au maïo Borohakata. Au village Bodji, des xénolithes de granite acide rosé nagent dans les microgranites ; de volumineuses enclaves de gabbro tachent les porphyres rosés sur les rives du maïo Basapak et sont recoupées par des filons (N 60° W) des mêmes porphyres. Ces derniers forment l'ossature de la chaîne Djilwoga-Djilouâl dont la piste suit la bordure méridionale, entre les villages Bodji et Mandoukoum ; des filons de felsites rouges recourent les microgranites.

Sur les hauts plateaux semés de marais herbeux, les porphyres sont recouverts d'une carapace latéritique. Des phénocristaux de quartz et

1. Note présentée à la séance du 16 février 1948. La minute de cette note, écrite vers 1939, a été retrouvée dans les papiers personnels de notre regretté confrère et nous a été communiquée par M. Nicklès.

2. B. S. G. F., (5). VIII, 1938, p. 211-223 et IX, 1939, p. 611-624.

3. G. BORGNEZ. *Chronique des Mines coloniales*, n° 44, 1^{er} nov. 1935. — P. HAUGOU. Carte géol. du Cameroun, *Publ. Serv. Mines Cameroun*, Douala, 1935. — G. KORABLEFF. Carte géol. Cameroun Oubangui-Chari, *Chronique Mines coloniales*, n° 60, 15 mars 1937.

d'amphiboles vert noirâtre s'observent au maïo Dikoum dans ces porphyres qui sont recoupés par des filons, amandes et lentilles fusiformes (N 60° W) de porphyrite, ainsi que par des filets de felsite blanc grisâtre de même orientation.

Du massif Djilwoga-Djiloual au Ngaou¹ Bwema-Joum, les microgranites rosés (dépourvus ici de phénocristaux d'amphibole) affleurent dans les clairières herbeuses qui parsèment la savane arbustive. Les dimensions et le nombre des phénocristaux de quartz et de feldspath rouge sont très variables. Au passage de la Misorgwe, des traînées d'enclaves gneissiques (N 60° W) s'observent dans les microgranites rosés. Le Ngaou Bwema est formé d'une variété rouge, trachytique ou dacitique de ces microgranites : la roche contient de larges phénocristaux de feldspath rouge, des cristaux moins volumineux d'un plagioclase jaunâtre et des aiguilles d'amphibole. Au pied de la colline Tchang, les microgranites rouges sont recoupés par des porphyres feldspathiques de tons jaunes et par des felsites vitreux.

La plage de microgranites s'étend jusqu'à 3 km environ à l'E du village Bakana (maïo Maloul). Elle est crevée au village de Gar par une bosse de granites hololeucocrates à biotite, à grain fin. Le sentier suit la bordure méridionale des Ngaou Gafourou et Gwafa, formés de granite porphyroïde à biotite (type de Ngoi, dans le lamidat de Boubandjidda), légèrement gneissique, et de granite analogue à celui du village de Gar ; granites hololeucocrates et granites rouges recoupant la granitite porphyroïde.

A quelque 100 m en amont du passage du maïo Maloul, un filon d'épidotite sillonne les microgranites. Des galets de porphyrite gris sombre, fort pyriteuse, à phénocristaux de plagioclase et de hornblende, dans le lit du maïo Maloul.

Aux microgranites rouges font suite, à l'E, des granites leucocrates à biotite, dépourvus de toute structure linéaire. A la périphérie de l'intrusion s'observent des types porphyroïdes et des faciès amphibolobiotitique : le sphène abonde dans certaines variétés. Une hornblendite microgrenue recoupe le granite à 5 km à l'E de Bakana. Des intrusions pegmatitiques se voient en bordure de la Law. Un faciès grano-dioritique de la granitité apparaît non loin du village de Vouna sur Law ; aux abords de ce village affleure également une hornblendite dont le tiers de la masse est formé de feldspath rouge.

A 1 km au N de Vouna, sur la Badjiro apparaissent dans les microgranites, des enclaves de leptynites et de gneiss à biotite finement zonés, dirigés N 50° W et inclinés SW 80°.

Le granite rosé G III, apparenté aux microgranites de même teinte, affleure entre la Law et le massif de Ndoul-Oudjoul ; ce dernier est formé de granite à biotite G II, leucocrate (non rosé) et porphyroïde, dépourvu de toute structure linéaire. Ce type de granite se présente encore largement à l'E, jusqu'aux abords du Ngaou Kalougou.

1. *Ngaou*, en dialecte local, signifie montagne (= *Hosséré*, en langage foulbé).

Sur les pentes du Ngaou Kalougou affleurent des granites G I, amphibolo-biotitiques, porphyroïdes et nettement *gneissiques*. Dans l'un des phénocristaux de cette roche, se trouve englobée une apatite verte automorphe. La foliation oscille autour de N 30° E ; des filons de granite rosé et de felsite jaune (N 60° W) disloquent le granite gneissique. Des ségrégations de granitite non porphyroïde et un peu plus acide se voient dans le granite gneissique en bordure du Gonore et de la Bidjou, où l'on observe également des enclaves de paragneiss, à biotite ou amphibole suivant les points, et des filons de pegmatite crème dirigée N-S. Les cristaux de biotite et d'amphibole du granite gneissique présentent fréquemment des contours automorphes. Au Ngaou Kalougou, les phénocristaux et la foliation gneissique sont orientés N 30° E ; ailleurs, le granite, tout en restant porphyroïde, perd le caractère gneissique : le faciès gneissique est périphérique et caractérise la bordure des sédiments gneissifiés qui apparaissent dès la sortie du village de Bozom. De même orientation que le granite gneissique lui-même (N 80° E), les plages de sédiments gneissifiés sont suivies vers l'E par les leptynites et les gneiss à biotite injectés lit à lit du maïo Gindambili, présentant une direction E-W et une inclinaison de 85° S. Au passage du maïo Lakou, des pegmatites crème injectent ces gneiss ainsi que le granite porphyroïde qui est chargé de phénocristaux de feldspath atteignant 5 cm et présente une structure fluidale.

La zone comprise entre les maïo Lakou et Law est formée de gneiss largement injectés de granite leucocrate à biotite (G II) ; au maïo Lakou, les gneiss à biotite et les leptynites sont sillonnés de veinules interfoliacées de granite rosé non linéaire. Les microgranites rosés réapparaissent à la bordure orientale de la plage gneissique ; ils affleurent largement sur les rives de la Law jusqu'au village Kabele et on peut y observer une division en bancs, orientée N 40° E et inclinée SE 60°. Ces microgranites disloquent les granites leucocrates et injectent lit à lit les orthogneiss à biotite (D : E-W ; i : 60° E) du maïo Mabidjam ; ils passent au granite rosé à la hauteur de la rivière Dangol et à la syénite vers la Douro.

Un gneiss, de direction N 50° E et incliné presque à la verticale, s'observe en bordure du Dja ; un granite rosé et des pegmatites roses, à la Zina. A l'W du maïo Ri, au bas des pentes du Ngaou Watshou et du Ngaou Dar ainsi que sur les rives du Djel, les felsites montrent une structure fluidale finement rubanée, très onduleuse et plissotée. Un *agglomérat* volcanique se voit au maïo Djel : des galets anguleux ou arrondis de microgranites roses sont noyés dans une pâte felsitique de teinte jaune rosé.

Orienté N 60° E depuis Ngaoundéré, l'itinéraire s'incurve brusquement au N du village de Kabela et se dirige vers Rey-Bouba.

Au départ de Kabela, on s'élève rapidement sur les pentes du massif

de Lok-Bang où affleurent des microgranites rosés, à phéno-cristaux rosés ou crème. A mi-pente, une plage cristalline émerge des microgranites; elle est formée de leptynites blanchâtres, mal feuilletées ($D = N 30^{\circ} E$), à petits grenats bruns et cristaux automorphes de hornblende vert noirâtre. Des hornblendites à feldspath rouge s'intercalent dans ces leptynites au village de Vouna.

Les microgranites se chargent bientôt de cristaux bipyramidés de quartz; les phénocristaux de feldspath rouge deviennent volumineux et l'on passe sans transition à une roche formée de rubans parallèles et alternants de quartz vitreux et de feldspath rosé, sans éléments féminiques. La roche rubanée semble n'être qu'un facies de bordure d'une extravasation pegmatitique dans les microgranites rosés. Au sommet du Ngaou Lok se présentent des granites gris porphyroïdes (phénocristaux de feldspath gris), à amphibole et biotite, de structure légèrement gneissique, de direction $N 30^{\circ} E$ et d'inclinaison subverticale; des ségrégations, formées de grains de dimensions plus réduites et moins riches en phénocristaux gris, apparaissent dans la roche. Les granites gris se poursuivent jusqu'au maïo Lisho, au bas de la pente N du Ngaou Lok. Dans le lit de la Lisho, on note un bon contact ($D = N 20^{\circ} E$) entre le granite gris (G I) et un filon de granite leucocrate à biotite, peu féminin (G II). Ce contact est mécanique, marqué par un facies d'écrasement qui se traduit par une bande de 30 cm de gneiss noir, dépourvu de cristaux feldspathiques; le même facies d'écrasement du granite gris s'observe en d'autres points du Ngaou Lok.

En somme, les relations intrusives observées permettent d'établir la séquence suivante: granite, pegmatite, hornblendite, microgranite rosé.

Sur la rive gauche de la Lisho se dresse le Ngaou Gandolo où pointent des granites leucocrates à biotite (G II), localement porphyroïdes et généralement peu féminiques (biotite); ces granites dominent jusqu'aux abords du maïo Sarangaï où débute une nouvelle plage de granites porphyroïdes à phénocristaux de feldspath orientés $N 30-45^{\circ} E$, qui recourent des filons de granite leucocrate et de microgranites rosés ($N 25-30^{\circ} E$). Au pied de l'Hosséré Bisang (maïo Tang), toute disposition linéaire des phénocristaux de feldspath a disparu du granite porphyroïde et ce facies non orienté se poursuit jusqu'au ruisseau Lahinda. Le granite porphyroïde est abondamment recoupé par des veines ou des dykes de microgranites rosés de directions $N 10^{\circ} E$, $N 45^{\circ} E$, $E-W$, qui forment de petites collines. A côté des microgranites apparaissent aussi des felsites et au maïo Dipo, près du village de Tam, une porphyrite gris vert, pyriteuse, également intrusive dans les granites porphyroïdes G I.

A proximité du village de Tam, près de la Dipo, affleurent des gneiss amphiboliques à petits grains, sillonnés de filonnets ptygmatisés. Ces derniers sont de granite leucocrate G II ou d'un enchevêtrement

de quartz et de feldspath *blanc*. L'orientation de ces filonnets varie de N 20° E à N 60° E; au contact des granites G I, les filonnets se chargent de gros cristaux d'amphibole noire.

Les gneiss amphiboliques de Tam forment l'ossature de la grande chaîne qui domine le village vers le N et comprend les Ngaou Outouli, Gourvoué, Gousoumé, Biliboroué. On y voit des gneiss injectés lit à lit ou sillonnés d'extravasations de granites porphyroïdes et de granites leucocrates.

Entre les villages de Tam et de Gaba, au maïo Viniake, le granite leucocrate G II présente une disposition fluidale et rubanée, de direction N 45° E; des filets acides et plus clairs, alternent avec des filets fémiques. Parfois, des amphiboles noires accompagnent la biotite; ailleurs, la roche renferme des phénocristaux de feldspath lamellaire tout en conservant sa texture holocristalline.

Les granites porphyroïdes disparaissent à partir du Ngaou Nalime, à 7 km au N de Tam et font place à une nouvelle extension des granites leucocrates. Ceux-ci renferment des enclaves parfois volumineuses de gneiss (foliation : N 10° W). Les chutes de la Zimsore, près de Gaba sont formées de granodiorite largement cristallisée, présentant de grandes lamelles de biotite, de nombreux et gros cristaux de feldspath blanc non orientés, enfin un quartz peu abondant, si bien que la roche passe localement à la diorite; ce doit être un facies de contamination des granites leucocrates G II.

Du village de Gaba à Rey-Bouba, on suit un itinéraire étudié antérieurement ¹.

1. R. VAN AUBEL, Sur la composition et l'attribution au Jurasso-Crétacé de la série schisteuse du Maïo Lidi (Cameroun septentrional). *Publ. Bureau d'études géol. et min. col.*, n° 10, Paris, 1939.

MASSIF GRANITIQUE DU LYS-CAILLAOUAS DANS LA HAUTE-GARONNE

PAR **E. Raguin** ET **J.-P. Destombes**¹.

Le massif granitique du Lys-Caillaouas forme les crêtes de la frontière espagnole depuis les glaciers des Graouès à l'W du Port de Vénasque, jusqu'au Port de Clarabide une douzaine de kilomètres plus à l'W. Il est intrusif dans les schistes infrasiluriens, fort monotones sauf de rares bancs de calcaire ou de poulingue quartzeux intercalés, et il a exercé sur eux un puissant métamorphisme de contact les transformant souvent en véritables gneiss.

Le granite est particulièrement bien exposé au pied des Pics de Maupas et de Crabioules, dans le cirque des sources du ruisseau du Lys tributaire de la vallée de Luchon. Il se termine au NW du lac de Caillaouas, où ses contacts ont fait l'objet d'une étude classique par A. Lacroix en 1899². Pour ces raisons nous avons choisi la dénomination de *granite du Lys-Caillaouas*. L'un de nous, dont l'intérêt avait été attiré sur le massif par Maurice Lugeon, a publié jadis des observations sur le secteur voisin du cirque du Lys³. La structure de ce massif s'y est révélée remarquable par de nombreuses intercalations ou *septa* de gneiss, arrangées systématiquement. Ultérieurement le relevé précis des galeries creusées dans le massif pour aménagement hydroélectrique, relevé effectué par l'un de nous (J.-P. D.) pour le compte du Bureau de Recherches géologiques et géophysiques, a mis en évidence la complexité de cette structure d'une façon encore plus frappante. Cette circonstance nous a déterminés à reprendre ensemble une étude plus détaillée des affleurements dans la région du lac de Caillaouas et de la terminaison occidentale du granite. Nous y avons noté, outre les particularités structurales, une association remarquable du massif granitique principal avec de puissantes intrusions marginales d'un granite aplitique (granulite), et nous avons tenté d'interpréter ces phéno-

1. Note présentée à la séance du 2 février 1948.

2. A. LACROIX. Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact (2^e mém). *Bull. Serv. Carte géol. France*, XI, 1899-1900, p. 50.

3. E. RAGUIN. Le granite du Lys dans la Haute-Garonne. *B. S. G. F.* (5), IV, p. 421, 1934.

mènes en les comparant avec les autres massifs granitiques des Pyrénées. Les descriptions ci-dessous peuvent se suivre sur la carte géologique au 80.000^e (feuille de Bagnères), ainsi que sur la fig. 1.

OBSERVATIONS PÉTROGRAPHIQUES.

Le granite. — Le granite est porphyroïde, à grand phénocristaux d'orthose, et à biotite. Il a une texture orientée nettement accusée. L'orientation est généralement parallèle à la direction tectonique des plissements de la région (WNW-ESE). Les enclaves du granite et les septa s'allongent également dans cette direction.

Quelquefois le granite devient leucocrate ou se charge au contraire de biotite en perdant ses phénocristaux, mais ces variations n'ont pas de limites nettes, ni de distribution systématique et paraissent plutôt rares. Dans l'ensemble, le granite reste semblable à lui-même jusqu'aux contacts. Cependant on trouve quelquefois près de la bordure et plutôt en filons-couches à quelque distance à l'extérieur du massif, un granite fin mélanocrate et amphibolique, passant à la diorite quartzifère à andésine. C'est le cas à la montagne de Couartaou versant S, d'après A. Lacroix, et également en quelques points du versant N dans les gneiss près du contact. On en trouve aussi un filon-couche important, au S de la chapelle d'Artigalongue dans la vallée de la Neste de Louron, peu au N du contact du massif de granulite de Tramazygues; ce filon est recoupé dans la galerie du Louron.

L'auréole. — La bordure du granite présente très souvent une zone d'injections à structure de migmatites sur une épaisseur de quelques mètres. Ce sont des filonnets entrecroisés de quartz, pegmatite, aplite ou granite, affectés de plis pygmiques avec déformations par boudinage, filons et intervalles pouvant être de l'ordre du décimètre. Les mêmes aspects se retrouvent au bords des septa.

Les schistes sont transformés en véritables gneiss fins sur une épaisseur plus ou moins importante à partir du granite. Le long de la bordure N, cette zone de gneiss est de l'ordre de quelques dizaines de mètres et souvent moindre; mais elle prend une extension considérable vers la terminaison occidentale du massif de granite (vallée de la Neste de Clarabide), fait sur lequel nous reviendrons. Les puissants septa enclavés dans le massif sont eux-mêmes généralement constitués entièrement de tels gneiss.

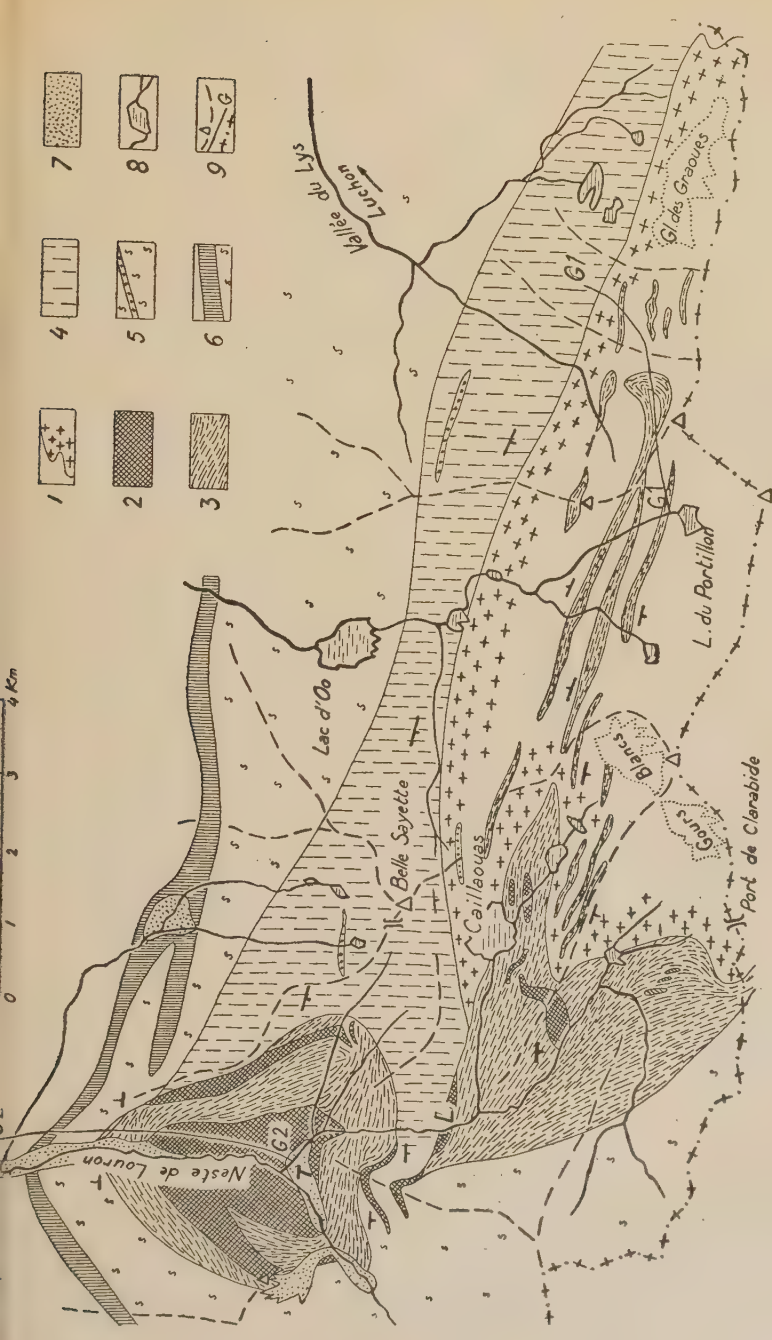


FIG. 1. — Carte schématique du massif du Lys-Caillaouas.

1 : Granite; 2 : Granulite; 3 : Gneiss de contact; 4 : Schistes tachetés; 5 : Ordovicien avec banc de poudingue (points); 6 : Gothlandien; 7 : Éboulis, alluvions; 8 : Lac et rivières; 9 : Ligne de crête et sommet; galerie (G); frontière; T : Tramazygues; L : Las-soula; G. 1 : Galerie du Portillon; G. 2 : Galerie du Louron.

Sur le terrain ces gneiss sont remarquables par la fréquence des injections filoniennes qu'ils renferment et par leur faciès souvent tacheté et maclifère, ainsi que par leurs fréquents plissements symmigmatiques. Au microscope on constate qu'ils sont riches en minéraux de métamorphisme et comprennent une grande variété de faciès du métamorphisme de contact classique. A. Lacroix a décrit des leptynolites à sillimanite, à gédrite et staurotide, des épidotites et des grenatites associées à des lits calcaires à minéraux, des quartzites à amphibole et pyroxène. Nous avons retrouvé certaines de ces roches particulières et été frappés en général par le faciès « gneiss », c'est-à-dire largement cristallin, présenté par les leptynolites. A noter un développement d'idocrase dans des bancs calcaires du chemin du lac de Caillaouas aux Gours-Blancs.

Les filons. — Des pegmatites à tourmaline sont fréquentes dans le granite, en filons tantôt concordants avec la schistosité du granite, tantôt la recoupant. Des filons d'andésite à faciès lamprophyrique¹ se rencontrent çà et là dans le granite, notamment au cirque du Lys et au N du lac de Caillaouas. Ils passent aussi dans les roches de l'auréole, comme au N du lac inférieur des Gours-Blancs et dans les septa recoupés par les galeries. Ils ont de quelques décimètres à quelques mètres de puissance et se rattachent manifestement à la fin de la mise en place du granite. Leur direction est en général NNE comme celle de l'un des systèmes de diaclases du massif granitique. Nous avons noté un cas de filon de lamprophyre recoupé par un filon d'aplite, mais la relation inverse est plus fréquente. Étant donné leur faible épaisseur et la facilité avec laquelle ils passent inaperçus, il est certain qu'ils sont beaucoup plus nombreux que ceux que nous avons remarqués en surface.

STRUCTURE DU MASSIF.

Les septa et leurs affleurements. — La structure du massif est remarquable par les puissants feuillets ou *septa* schisteux intercalés systématiquement dans le granite, en concordance avec la direction tectonique générale WNW-ESE et en concordance avec la texture orientée du granite. Ces schistes ont le faciès des gneiss de contact déjà indiqué : leptynolites à gros grain et schistes à minéraux. Ils tranchent par leur couleur brun rou-

1. A. DE ROMEU. Les roches filoniennes paléozoïques non granitiques des Pyrénées. *Bull. Soc. fr. Min.*, XXX, 1907, p. 110.

géâtre foncé dans le gris clair des falaises granitiques. Les septa atteignent souvent plusieurs dizaines de mètres de puissance, et ailleurs se réduisent à des écheveaux de lits minces effilochés.

Si les lits principaux se suivent sur des kilomètres, la cartographie précise de l'ensemble n'est pas possible à cause de la multiplicité des enclaves en écheveau, aux bordures des septa principaux et le long de certaines zones où ces schistes sont disjoints et discontinus. Mais mêmes disjoints, ils s'ordonnent suivant des zones conformes aux alignements des septa principaux. Notamment aux versant N du chaînon Couartaou-Pic du Port d'Oo, le dessin de la carte ci-jointe est purement schématique. Elle donne néanmoins la disposition générale des septa d'après le relevé sur le fond topographique aux 50.000^e.

Les coupes relevées mètre par mètre le long des galeries font au contraire ressortir d'une façon concrète la complexité de cette structure.

Coupe de la galerie du Lac du Portillon. — Construite en 1934, cette galerie subhorizontale, longue de 3.700 m, sert d'exutoire artificiel au lac du Portillon qui normalement envoyait ses eaux au lac d'Oo.

Du lac du Portillon elle se dirige d'abord vers l'ENE jusqu'à l'aplomb du mamelon figuré sur la carte d'État-Major à l'extrémité du mot « Intermédiaire », puis franchement vers le NE. Ce tracé est indiqué approximativement sur la fig. 1. La galerie permet d'observer les relations du granite et de son enveloppe schisteuse au N, ainsi que les filons satellites. C'est après une mise hors d'eau qu'elle a pu être étudiée par l'un de nous (J.-P. D.) en 1945, dans le cadre du relevé systématique des travaux profonds servant à la documentation du Bureau de Recherches géologiques et géophysiques. Les parois bien lavées étaient extrêmement lisibles; une seule section de moins de 200 m était revêtue à cette époque. Depuis, toute la section aval a été cachée en partie par des anneaux de ciment nécessités par des failles et des mylonites aquifères. La coupe a fait l'objet d'un rapport détaillé dont nous donnerons l'essentiel. Elle est reproduite fig. 2.

La structure consiste en un empilement de feuillets de granite porphyroïde intrusifs dans un complexe de micaschistes et quartzites. Aux contacts du granite on n'a affaire qu'à des gneiss fins, des leptynites ou des quartzites à muscovite (faciès gneiss de contact) nettement plus métamorphiques que la série des micaschistes et quartzophylades qu'on trouve superposés à cet ensemble plus au N jusqu'au Gothlandien de la Pique. Cet empilement est déformé en une sorte d'éventail dissymétrique de direction NW. Vers la sortie aval au NE, les feuillets ont un pendage SW, tandis que vers l'W (amont) le pendage est NE, le changement s'effectuant vers le point 2600. On

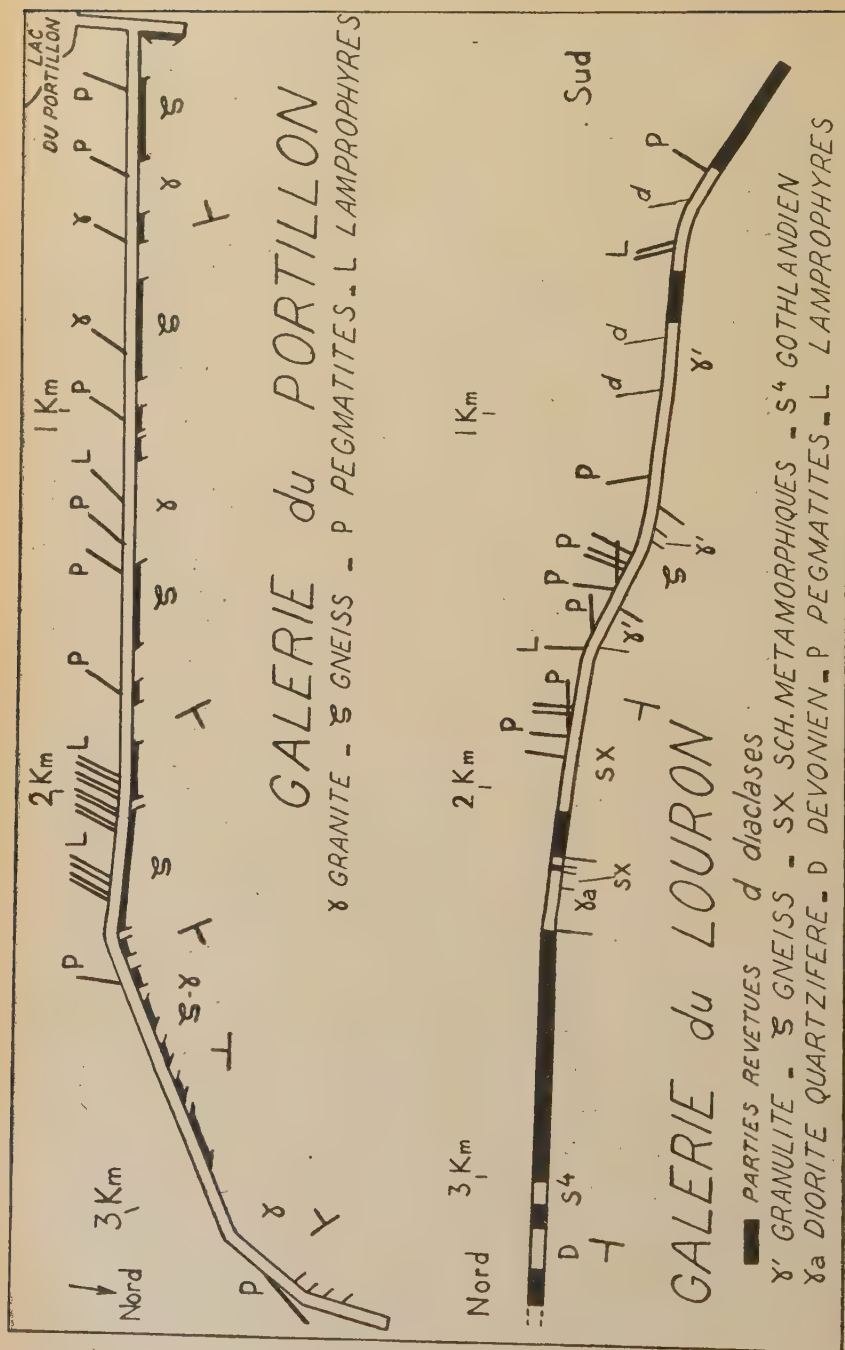


Fig. 2. — Coupe des galeries du Portillon et du Louron.

compte plus de 50 alternances gneiss-granite et les épaisseurs des feuillets granitiques varient de 20 cm à plusieurs centaines de mètres.

Les roches de la galerie comprennent du granite, du gneiss et des filons. Le granite porphyroïde présente une assez grande variété de texture. Ses contacts sont toujours totalement démicacés sur une largeur de quelques centimètres. La direction du contact est également soulignée par l'alignement des grands feldspaths. Cet alignement dessine parfois à l'intérieur du granite une fluidalité subparallèle au contact et correspondant à l'auréole d'une enclave ou d'un fantôme d'enclave. Dans ce dernier cas on ne peut distinguer cette enclave digérée d'un granite homogène plus ou moins fortement chargé de biotite. L'hétérogénéité du granite entre feuillets gneissiques n'est due très probablement qu'à l'endomorphisme des gneiss de diverses compositions originelles.

Les gneiss comprennent des roches de nature initiale variée, allant des quartzites francs aux schistes et même à des calcaires. Leur métamorphisme a donné des leptynites, des micaschistes à andalousite, sillimanite, tourmaline, hornblende, pyroxène, enfin quelques amphibolites pouvant provenir des calcaires en lits minces connus dans les schistes anciens de toute la région (Haut-Videssos, lac Bleu, lac d'Oo).

Une série quartzitique très épaisse doit être mentionnée sur le flanc S de l'éventail. Quelques bancs de quartzites de 2 m d'épaisseur se situent aux distances 1660, 1845, 2045 ; puis on rencontre les quartzites massifs entre 2070 et 2350. Ils sont très fracturés et parcourus par des filons lamprophyriques qui utilisent les directions principales d'accidents. Souvent leurs contacts avec les gneiss sont faillés et soulignés de quartz filonien. En surface les crêtes des Pics Quairat, Lezat et Crabioules paraissent être des mêmes quartzites en amont-pendage des précédents.

Les filons sont de trois espèces. Des pegmatites s'insinuent aussi bien entre les feuillets gneissiques que suivant des fractures verticales NNE. Des lamprophyres ont été rencontrés en 15 filons, tous de direction NNE dans des plans verticaux. A part un seul, ils sont tous localisés dans l'épaisseur des quartzites (2070-2350). Enfin trois filons de granite, en même direction NNE, peuvent s'observer (840, 1425, 1960).

On rencontre dans la galerie deux types d'accidents. Un premier groupe est subparallèle au plan des feuillets d'injection granitique. Il a pour effet d'oblitérer le contact normal granite-gneiss et de laisser souvent passage aux eaux de circulation. Ces accidents ne sont pas occupés par autre chose que par du quartz hydrothermal. Le second groupe, très fréquent, est vertical, dirigé NNE perpendiculairement à l'axe de l'éventail. Des stries de friction horizontales s'observent dans ces plans. Ces directions sont également celles de certains filons de pegmatites et de tous les lamprophyres rencontrés. Un de ces accidents, visible au point 3300, recoupe une autre galerie, celle du lac Bleu, à 800 m de distance vers le NE, ainsi qu'on peut le suivre sur le terrain par les photos d'avion.

Si on résume les rapports géométriques des intrusions de roches éruptives et des directions de plissements ou d'accidents, on constate les faits suivants. Les feuilletés injectés de granite et quelques veines pegmatitiques parallèles ont été déformés par une orogénèse postérieure à l'intrusion : des contacts primitifs ont été oblitérés et le granite présente souvent des mylonites à l'intérieur des feuilletés. Cette orogénèse rentre dans le cadre des plissements dirigés NW de la région. On constate aussi que ces mouvements ont été accompagnés de fractures verticales NE ou NNE avec déplacement relatif de compartiments matérialisé par de très nombreuses stries de friction. Ces plans sont parcourus par des pegmatites et aplites et par des lamprophyres. Noté dans la galerie une venue lamprophyrique recoupant un filon de pegmatite et donc postérieure. Cette relation chronologique est plus fréquente que l'inverse, comme nous l'avons déjà indiqué. D'autre part, la localisation des lamprophyres dans les quartzites suggère l'idée de deux phases d'injection filonienne, connexes de contrainte puis de détente, la fissuration franche et fréquente des quartzites correspondant à une phase de détente. Enfin les 3 petits filons de granite, dirigés comme les lamprophyres, indiquent que tous ces phénomènes correspondent à un même cycle magmatique et tectonique, et ont été « subcontemporains », si l'on peut dire.

Disposition d'ensemble. — Du fait des bancs de gneiss intercalés, le massif granitique a dans son ensemble la forme d'un empilement de feuilletés magmatiques. La coupe transversale de l'empilement (fig. 3) telle qu'on peut la construire d'après la carte ci-jointe, montre la juxtaposition de deux corps principaux de magma, séparés par la large bande de gneiss passant au SE du lac de Caillaouas et par l'alignement de septa importants passant au SE du Pic Quairat. Cette division en deux est accentuée par une importante zone mylonitique traversant de l'W à l'E le lac de Caillaouas par son milieu, le long de la limite septentrionale du gneiss : elle correspond sans doute à une faille directionnelle ayant fait jouer le corps granitique du N relativement à celui du S. Nous ignorons si ce mouvement est hercynien, contemporain de la fin du cycle des mouvements connexes de l'intrusion, ou s'il relève d'une reprise plus récente, en rapport avec les plissements nord-pyrénéens crétacés ou tertiaires.

Le corps granitique septentrional a la disposition d'une gerbe en éventail. Le corps méridional a une forme de voûte surbaissée avec un profil à chute brusque au N et une plus faible incli-

naison au flanc méridional. Cette voûte est elle-même un empilement de feuillets magmatiques. Nous ignorons quel est le substratum de la voûte. Il est possible qu'elle repose sur du granite homogène indifférencié, s'élargissant en profondeur à la façon d'un batholite. Il est possible aussi qu'elle ait un plancher en schistes métamorphiques, l'implantation du magma dans les profondeurs se faisant par un des pieds-droits de la voûte.

La terminaison axiale de la voûte vers l'WNW semblerait plutôt en faveur de la seconde hypothèse. En effet, les gneiss de la montagne de Couartaou et ceux du vallon montant au S du lac de Pouchergues vers le Port de Clarabide s'enfoncent avec un pendage méridional modéré sous le granite.

Nous n'avons pu examiner la terminaison du massif vers l'ESE, au S du Pic de Boum et des Glaciers des Graouès, à cause de la fermeture de la frontière.

INTRUSIONS DE GRANITE APLITIQUE (GRANULITE).

D'importantes masses d'un granite aplitique leucocrate paraissent être des satellites du massif principal. On peut désigner ce granite par le terme de *granulite fine*, suivant l'usage classique de la Carte géologique de la France. Le principal de ces massifs satellites est largement échancré par la vallée de la Neste de Louron sur 2 km environ, au N du pont de Tramazaygues. De puis-

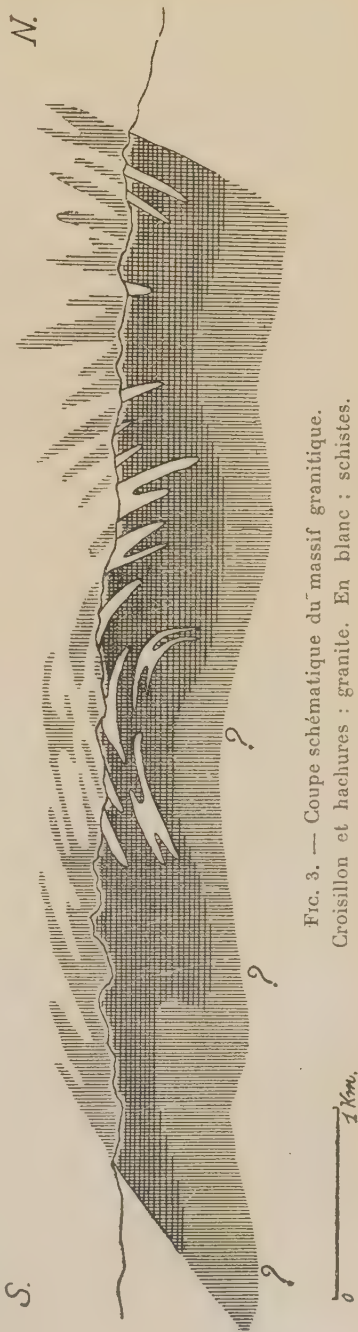


FIG. 3. — Coupe schématique du massif granitique.
Croisillon et hachures : granite. En blanc : schistes.

roche se développent en contre-haut : Pic de Crabès, P. du Midi de Genost, P. 2416 de la montagne d'Espichadère. Il s'en retrouve plus au S vers le pont de Lassoula, et en remontant la vallée de la Neste de Clarabide, jusqu'à la montagne de Couartaou à quelques dizaines de mètres de l'affleurement occidental du massif granitique Lys-Caillaouas. Tantôt les masses de granulites atteignent plusieurs centaines de mètres ; tantôt elles se réduisent à de nombreux petits amas, dykes ou filons-couches, défiant la cartographie. Elles passent dans ce cas à des aplites et pegmatites souvent très riches en tourmaline.

La granulite, telle qu'on peut l'examiner au N de Tramazaygues dans le corps principal, et plus au S dans les principaux des amas de cette roche, englobe elle-même de nombreux filons ou trainées (Schlieren) de pegmatite à tourmaline. Au microscope la roche se présente comme un granite fin à feldspath potassique et oligoclase. Le feldspath potassique, moiré sous nicols croisés et plus ou moins intensément perthitisé consiste probablement en une anorthose ou une orthose sodique. Le quartz est microgrenu et ne moule pas les feldspaths. Le mica, peu abondant, est de la biotite, souvent associée à de la muscovite.

Fait à remarquer, le développement des gneiss de contact, si important à l'W de la terminaison occidentale du massif du Lys-Caillaouas et sur la périphérie de l'affleurement de la granulite de Tramazaygues, coïncide avec les zones d'injection de granulite et pegmatite. La répartition de ces gneiss sur la carte est suggestive. Ils s'étendent sur plusieurs kilomètres du lac de Pouchergues au pont de Lassoula. Après une interruption de moins de 1 km dans les gorges de la vallée au N de ce point, gorges entaillées en cet endroit dans des phyllades plus ou moins maclifères, ils réapparaissent dans la partie septentrionale des gorges environ 1 km au S de Tramazaygues et enveloppent le massif de granulite qui est au N. Cette répartition suggère *une liaison magmatique presque continue entre le massif granitique Lys-Caillaouas et le massif de granulite de Tramazaygues*, liaison matérialisée par la presque continuité des schistes métamorphiques d'auréole.

Comme nous l'avons déjà indiqué, ces schistes métamorphiques paraissent s'enfoncer aux environs du lac de Pouchergues sous le granite du Lys-Caillaouas. Les granulites connexes, situées dans ce cas dans le « plancher » des feuilletts intrusifs granitiques occidentaux, correspondraient à une ascension moins haute du magma, quand on se déplace latéralement en s'éloignant à partir du corps principal du granite. Cette ascension serait peut-être

également plus tardive. Une étude chimique, que nous n'avons pu entreprendre, serait nécessaire pour vérifier si cette granulite peut représenter une différenciation du magma granitique principal¹.

La galerie du Louron. — Orientée approximativement au N, cette galerie allant de Tramazaygues à Loudenvielle a une longueur d'environ 4 km sur lesquels la moitié amont est seule observable car non revêtue. Elle est utilisée pour dériver parallèlement au torrent les eaux captées à l'aval de la centrale de Tramazaygues et les amener à une altitude voisine de celle du captage (1.220 m) à la conduite forcée de Loudenvielle (fig. 2).

Elle recoupe depuis l'amont la granulite de Tramazaygues, des gneiss fins, des micaschistes, des schistes carburés du Gothlandien, des calcschistes et calcaires du Dévonien, et enfin des schistes carbonifères. La structure de cet ensemble est simple. Il ne paraît pas y avoir d'accidents importants ; tous les pendages sont au N. Nous nous arrêterons seulement à l'analyse des roches cristallines de la partie amont jusqu'au Gothlandien ; des revêtements ne permettent pas de tirer de conclusions de l'observation des roches dévoniennes ou carbonifères de l'aval. Les distances sont comptées en mètres depuis la prise d'eau à l'amont.

Les roches rencontrées sont la granulite, une diorite, des gneiss, des micaschistes et des roches filonniennes.

La granulite est visible sans discontinuité (sauf revêtements de 640 à 784) sur 860 m (373-1240). Très leucocrate et homogène, elle est tout à fait semblable à celle qu'on observe en surface. Exceptionnellement, à l'amont de la partie visible (la section 0-373 est revêtue), des échantillons de 373 à 375 m montrent un granite plus micacé, à myrmékite entre orthoses et plagioclases légèrement disloqués. En dehors de cette masse principale, des intrusions de la même roche s'observent dans les gneiss et les micaschistes (1302-1323, 1456, 1526-1631, 1925-1940, 2009-2012). Tous les contacts sont concordants au pendage des bancs où la roche est injectée.

Tout à fait à l'aval de la zone non revêtue et englobant une grosse enclave de micaschistes et de cornéennes (2215-2254) une diorite quartzifère est visible entre les points 2184 et 2368. En lame mince, elle est riche en biotite, hornblende brune et

1. Note ajoutée en cours d'impression. Le relevé des galeries de Tramazaygues-Lassoula et de Lassoula-Caillaouas, effectué par l'un de nous (J.-P. D) en 1948, a montré dans les schistes de l'aurole la présence d'assez nombreux filons granitiques. Du NW au SE ces filons passent progressivement du faciès granulite au faciès « granite du Lys ».

verte et en plagioclases. Pas d'orthose ; quartz un peu rétracté. Son origine est très probablement due à l'endomorphisme par assimilation de roches riches en chaux. Des bancs de cipolin ont été rencontrés d'ailleurs entre 2044 et 2068. Il est douteux qu'on puisse en attribuer ici l'origine aux calcaires du Caradoc trop éloignés du Gothlandien (650 m) : à moins que les revêtements, cachant sur cette distance les roches, ne soient nécessités par des accidents et des replis tels qu'il s'en trouve ailleurs auprès des schistes carburés gothlandiens.

On rencontre au N de la granulite principale (1240-1526) et injectée elle-même de plusieurs sills de granulite, une masse de gneiss fins un peu quartzitiques et de leptynolites riches en minéraux de métamorphisme. Cette série est peu inclinée au N ; son épaisseur est de l'ordre de 50 m. De nombreux filons la traversent.

Sur les gneiss repose une série de micaschistes épaisse de plus de 400 m (1631-2215), assez fortement inclinée, avec quelques quartzites à muscovite et des cipolins. De nombreux filons la recoupent également.

Les filons sont tous cantonnés dans l'auréole de la granulite à deux exceptions près (381, 1155). Ils sont de deux types : leucocrate et lamprophyrique. Les filons leucocrates, pegmatites et aplites, se rencontrent avec les 4 dispositions suivantes :

1° parallèlement aux plans des intrusions granulitiques dans leurs enveloppes, en direction ESE ou E-W (381, 1519, 1792, 1802) ;

2° dans des plans de même direction mais transverses au pendage (1365, 1372, 1414, 1418, 1858) ; les accidents les plus importants sont parallèles à ces derniers plans (1225, 1457) ;

3° dans des plans perpendiculaires à ces directions principales, c'est-à-dire N-S (1491, 1620, 1858) ;

4° enfin, parallèlement à des plans de fracture de la granulite dirigés ENE (1155).

Deux filons de porphyre andésitique à hornblende à faciès lamprophyrique se situent dans la granulite (563, 567) parallèlement aux plans de fracture ENE de celle-ci. Un autre filon de la même roche (1635), visible dans les micaschistes, est injecté parallèlement aux strates.

En résumé, on trouve dans le complexe formé par la granulite et son enveloppe : des feuillets granulitiques d'épaisseur variable (quelques mètres à plus de 100 m) injectés suivant les strates ; des filons leucocrates et mélanocrates parallèles à ces feuillets ; des

filons leucocrates et mélanocrates dans des plans de fracture de la granulite et de l'enveloppe (ENE, N-S et ESE), plans recoupant les directions d'intrusions.

La structure des injections, le faciès pétrographique des roches injectées et celui des filons sont analogues à ce que nous avons décrit ci-dessus pour le massif granitique principal. Mais la foliation si accentuée du granite du Lys-Caillaouas ne se retrouve pas dans la granulite. Cela signifie peut-être que la granulite est plus tardive et n'a pas encaissé une période de déformation aussi longue et aussi intense que le granite.

INTERPRÉTATION.

Le massif granitique Lys-Caillaouas a *un aspect intermédiaire entre les massifs de migmatites et granites d'anatéxie pyrénéens et les massifs granitiques circonscrits.*

Il se rapproche des migmatites par les caractères suivants :

1) intime association avec des gneiss par injections multiples entre des septa schisteux ;

2) faciès ptygmatique et symmigmatique dans les gneiss de la bordure septentrionale, dans les gneiss enclavés, et dans ceux qui se développent à l'W du massif ;

3) importance des massifs, dykes ou sills aplitiques satellites du granite, qui sont généralement plus développés dans les massifs de migmatites que dans les massifs de granite circonscrits dans les Pyrénées.

Il se rapprochent par contre de ces derniers par ses autres caractères :

1) faciès d'injection à bords nets permettant de tracer avec précision sur le terrain ses limites dans tous les cas ;

2) faciès des gneiss, schistes et cornéennes de l'auréole, riches en minéraux de métamorphisme de contact ;

3) présence de lamprophyres.

Du fait de ces caractères mêlés, nous émettons l'hypothèse que le massif possède *un âge intermédiaire* relativement aux mouvements hercyniens principaux. Les migmatites pyrénéennes sont précoces par rapport à l'essentiel des plissements hercyniens et les granites en massifs circonscrits pyrénéens sont tardifs par rapport aux mêmes mouvements¹. Pour le granite du Lys-Caillaouas, il y aurait *contemporanéité approximative aux*

1. E. RAGUIN. Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *B. S. G. F.* (5), VIII, 1938, p. 11.

mouvements hercyniens principaux, c'est-à-dire syntectonisme ou plus précisément syncinématisme. Ceci modifie la conclusion provisoire donnée précédemment par l'un de nous (E. R.), appuyée seulement sur les analogies évoquées ci-dessus avec les granites en massifs circonscrits¹.

A l'appui de l'idée du caractère syncinématique du granite du Lys-Caillaouas, on peut relever les arguments suivants :

1) La forme du massif en paquet de feuillets intrusifs, et non en batholite comme il est usuel pour les granites post-tectoniques ou tardi-tectoniques.

2) La déformation en grand de ces feuillets ; leur gauchissement en voûte à chute brusque d'un côté pour le corps sud ; leur éclatement en éventail pour le corps nord (fig. 3).

3) L'antériorité à une dernière phase de plissement. Cette phase se traduit par l'interruption de l'auréole au moyen d'une lame de phyllades dans le S des gorges entre Tramazaygues et Lassoula. Elle se traduit aussi par la déviation locale des plis affectant le Gothlandien et le Dévonien à Cambajou et au confluent du ruisseau d'Aube avec la Neste de Louron. Les plis sont là déviés au N vis-à-vis du corps granulitique de Tramazaygues qui paraît avoir joué le rôle d'un môle résistant, déjà en place par conséquent avant cette phase de plissement. Enfin, l'antériorité des injections aux derniers plissements se traduit par les zones de mylonites ou de décollement des septa rencontrées dans la galerie du lac du Portillon.

M. Demay, après avoir souligné l'intérêt de la communication de MM. Raguin et Destombes présente les remarques suivantes :

1^o Il a signalé lui-même plusieurs cas où un granite profond présente, dans des apophyses, un caractère intrusif (par exemple granite de Guéret et apophyse de Châteauneuf-les-Bains). On s'explique ainsi l'existence de massifs ou portions de massifs, présentant des caractères mixtes.

Dans le cas du massif de Lys-Caillaouas, il lui semble que le caractère intrusif reste assez net. De petites zones de migmatites et des zones d'injection très réduites apparaissent parfois en bordure d'un granite intrusif.

2^o Les « septa » du massif du Lys-Caillaouas, décrits par MM. Raguin et Destombes, ne sont pas autre chose que des *enclaves*, suivant la terminologie classique. L'alignement d'enclaves schisteuses a été souvent observé.

1. E. RAGUIN. Le granite du Lys. *Loc. cit.*

OBSERVATIONS NOUVELLES SUR LE CHEVAUCHEMENT FRONTAL DU JURA ALSACIEN

PAR **D. Schneegans** ET **N. Theobald**¹.

R. Grahmann a montré que dans le compartiment du Kastelberg appartenant au pli de Ferrette, la Grande Oolithe se trouvait en série inverse avec des pendages de 40-55° S à la cote 527 au S de Koestlach, indiquant par là un renversement frontal du pli.

Dans ses notes sur la tectonique du Jura alsacien (p. 63), l'un de nous a expliqué comment la poussée appliquée sur la partie frontale de l'arc d'avancée de Ferrette a déterminé un chevauchement entre Koestlach et Moernach. Au S de ces localités, le noyau aalénien et bajocien inférieur est venu recouvrir la Grande Oolithe du flanc inverse du pli. Ce déversement est illustré par une coupe passant précisément par Koestlach.

Cependant l'amplitude du déversement ne pouvait pas être déterminée, car nulle part on n'avait observé la superposition des terrains secondaires sur le substratum tertiaire.

C'est justement cette lacune d'observation que les deux sondages effectués en 1941 permettent de combler².

SONDAGE D 1.

Emplacement : Le premier sondage a été implanté vers la cote + 550 m sur le flanc W du Kastelberg près d'une carrière où l'on exploite la Grande Oolithe (Bajocien supérieur). Son emplacement se trouve exactement à la base du chiffre 2 du groupe 512 de la cote figurée sur la carte géologique 1/50.000, à environ 1 km au S du clocher de Moernach (voir carte, fig. 1).

Description : D'après le profil établi par le Dr Geisler, le sondage a recoupé de (fig. 2) :

1. Note présentée à la séance du 16 février 1948.

2. Les coupes de sondage nous ont été communiquées par le Dr GEISLER qui a surveillé la conduite du forage et analysé les échantillons. Le professeur SCHNARRENBERGER lui a, à plusieurs reprises, prêté son concours pour l'identification des terrains traversés. Toutes les carottes de sondage ont malheureusement été dispersées.

- 0 à 24,2 m — les calcaires oolithiques de la Grande Oolithe montrant vers 6,14 m une intercalation marneuse et vers 17 m des calcaires à entroques légèrement oolithiques ;
- 24,2 à 24,85 m — 0,65 de calcaires gréseux et marnes grises en partie de couleur rouille, dont le sommet présente le banc d'Huitres à coquille plissée que l'on trouve fréquemment à la surface des calcaires ferrugineux à *C. Humphriesi*. Ce banc représenterait donc les calcaires à *C. Humphriesi* ;
- 24,85 à 30,83 m — 6 m de marnes sableuses, savonneuses, fortement diaclasées ;

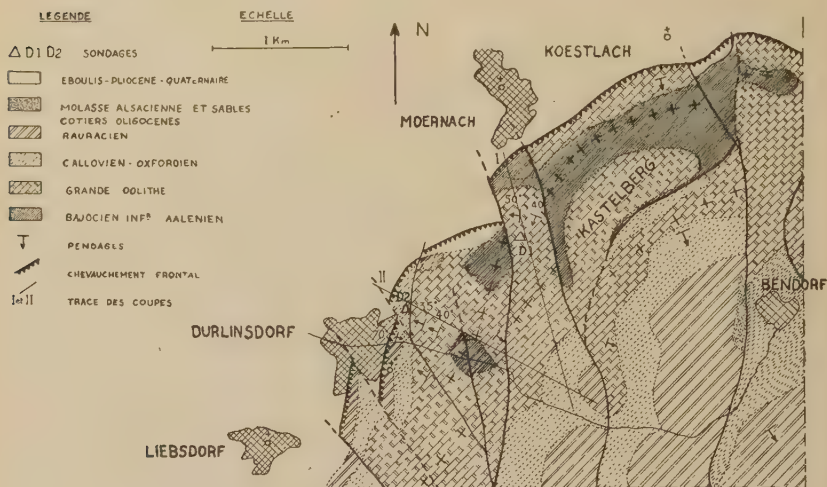


Fig. 1. — Carte géologique de la forêt de la Montagne, d'après la feuille Ferrette.

- 30,83 à 31,15 m — 0,30 m de calcaires rouille à entroques de petite taille ;
- 31,15 à 34,75 m — 3,60 m de marnes grises micacées ;
- 34,75 à 34,95 m — 0,20 m de calcaires ferrugineux.

Ce complexe marneux avec intercalations calcaires ferrugineuses représente sans doute l'ensemble des couches allant des couches à *E. Sauzei* aux couches à *L. Murchisonae*. Ces assises n'occupent dans cette région qu'une épaisseur totale de 10 à 15 m (voir feuille de Ferrette et S. Gillet et D. Schneegans).

A partir de 35 m, le sondage est entré dans les marnes grises, froissées, que le prof. Schnarrenberger et le D^r Geisler ont attribuées à l'Oxfordien. Il y eut d'importantes pertes de carottes.

Il convient cependant de remarquer que les marnes aaléniennes ressemblent très étroitement par leur aspect lithologique aux

marnes oxfordiennes. Il est donc très probable que nos collègues allemands aient fait une confusion entre les marnes aaléniennes et les marnes oxfordiennes.

En effet les travaux de captage d'eau pour la commune de

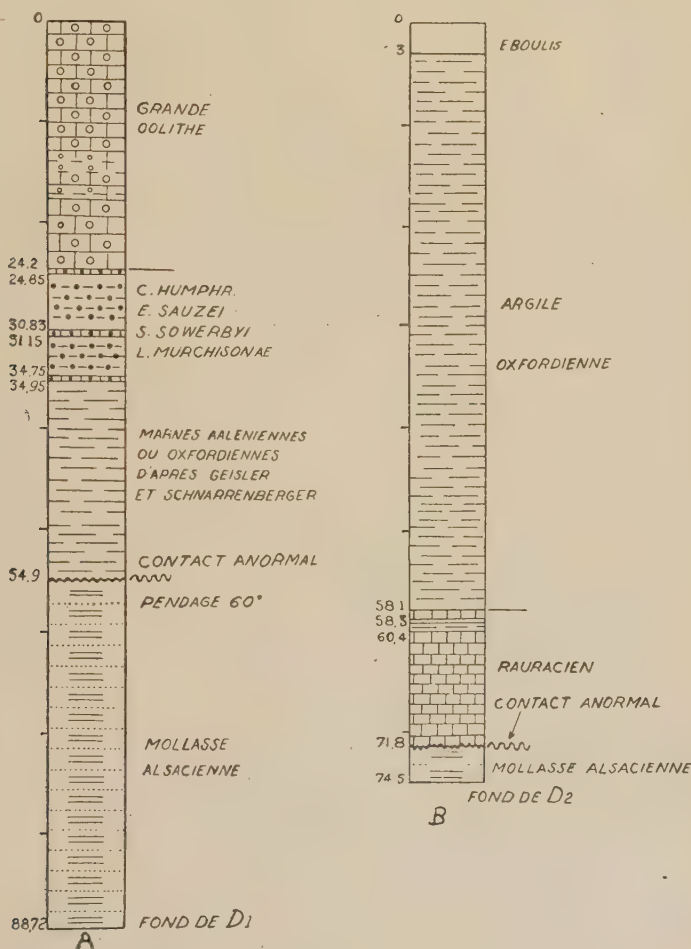


FIG. 2. — A : Profil du sondage D₁; B : Profil du sondage D₂.

Moernach, effectués à 600 m au S de l'église de Moernach, au-dessus d'une patte d'oie de chemins forestiers, vers 500 m d'altitude, ont ouvert des fouilles dans l'Aalénien recouvert d'éboulis. Cet Aalénien supporte normalement la série bajocienne et la Grande Oolithe sur laquelle le sondage se trouverait implanté. La présence dans le sondage D₁ de l'Oxfordien à une cote supé-

rieure à celle qui marque en surface le contact Aalénien-Bajocien est donc à considérer comme tout à fait improbable.

L'interprétation que nous proposons, malheureusement sans preuves paléontologiques à l'appui, les échantillons de forage ayant disparu, a l'avantage de simplifier la coupe considérablement et de la mettre en harmonie avec les observations faites sur le terrain.

En résumé, le sondage aurait recoupé :

- de 0 à 35 m — un complexe de terrains du Bajocien et de l'Aalénien supérieur disposé en série normale ;
- de 35 à 55 m — des marnes grises froissées que nous attribuons à l'Aalénien inférieur ;
- de 55 à 88 m — le substratum constitué par la molasse stampienne.

Si la cote de l'emplacement du forage est de 550 m, ainsi qu'il ressort des documents fournis par nos collègues allemands, le substratum tertiaire aurait été atteint vers 495 m. Cela revient à dire que la surface de charriage serait subhorizontale. La coupe ci-dessus résume les précisions nouvelles apportées par le sondage.

SONDAGE D 2.

Emplacement : le deuxième sondage a été implanté vers la cote 480 m auprès de la tuilerie se trouvant à la sortie NE de Dürllinsdorf, dans l'angle formé par les routes se dirigeant l'une vers Moernach, l'autre vers Winkel.

Description : D'après le profil établi par le Dr Geisler, le sondage, après avoir traversé 3 m d'éboulis, est entré dans des marnes et argiles gris clair, sans fossiles, fortement disloquées et présentant par endroits des traces de canaux. Ces argiles ont été attribuées par le prof. Schnarrenberger et le Dr Geisler à l'Oxfordien. Elles ont été traversées jusqu'à 58 m.

Le sondage a recoupé ensuite :

- de 58,1 à 58,3 m — un banc calcaire gris à cassure farineuse avec traces de rouille partant des cassures ;
- de 58,3 à 60,4 m — 2,10 m de marnes jaunes et brunâtres finement sableuses, appartenant aux marnes à *Thamnastrea* du Rauracien ;
- de 60,4 à 71,8 m — plus de 11 m de calcaires lisses, purs, de teinte claire, avec inclusions de pyrite. Ces calcaires se divisent aisément suivant des fissures verticales soudées par de la calcite.

Vers la profondeur de 69 m, on note un banc de 10 cm avec des restes d'Échinodermes et de Térébratules (*T. insignis* ?). Ce complexe appartient au Rauracien.

Le sondage a recoupé vers 71,8 m une surface de chevauchement pour entrer dans des marnes grises, finement micacées avec traces de pyrite et écailles de *Meletta* de la molasse alsacienne d'âge stampien où il a été arrêté vers 74,51 m.

Observations : En résumé, le sondage a traversé une série inverse comprenant 58 m d'argiles oxfordiennes reposant sur 13 m de calcaires rauraciens renversés sur la molasse tertiaire du soubassement.

Notons d'ailleurs que la Carte géologique au 1/50.000^e montre au S de l'emplacement du sondage une barre de calcaires rauraciens plongeant vers l'E de 70° donc en position renversée. Ils servent de fondations à l'église de Dürllinsdorf. Un décrochement, visible dans le noyau bathonien du pli, marque l'extrémité de cette barre le long de la route de Winkel à Dürllinsdorf.

La prolongation vers le N de cette barre rauracienne se fait en profondeur avec un renversement accompagné d'étirement des couches. En effet, à 60 m de distance, les calcaires ont été recoupés à 58 m de profondeur ; le sondage est entré ensuite à 71,80 m dans la molasse alsacienne.

En conclusion, il s'agit d'un pli renversé sur le substratum tertiaire. Son orifice se trouve vers l'altitude de + 480 dans les marnes oxfordiennes. Après avoir traversé l'Oxfordien et le Rauracien, il entre vers + 408 dans le substratum tertiaire.

Ces faits peuvent s'interpréter par le schéma suivant :

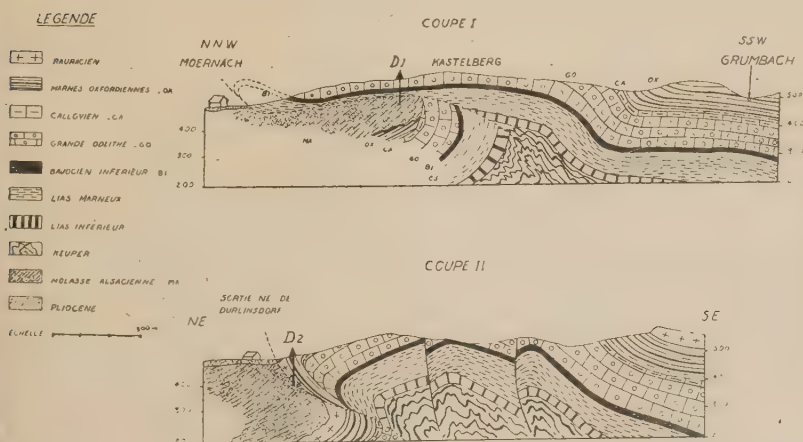


FIG. 3. — Coupe I et II à travers le front du pli de Ferrette passant par les sondages D₁ et D₂.

CONCLUSIONS.

Le chevauchement frontal du pli de Ferrette est donc nettement démontré par les deux sondages effectués en 1941. Le déroulement dans le temps des événements tectoniques a dû être le suivant :

Pendant l'Oligocène, les failles rhénanes ont empiété sur le domaine jurassien déterminant un compartimentage de la série secondaire en un véritable champ de fractures. Déjà, à cette époque, une vague d'érosion s'est attaquée aux reliefs créés par ce jeu de failles. La molasse alsacienne a donc dû recouvrir en discordance les terrains jurassiques.

La phase tectonique prépontienne a dû mettre en place les plis, tandis que les failles rouvertes jouaient le rôle de lignes de décrochement. L'érosion a profondément échancré les plis nouvellement formés, atteignant le Jurassique moyen à l'emplacement des culminations axiales et respectant l'écorce du Jurassique supérieur sur les extrémités périelinales.

C'est sans doute la dernière phase du plissement jurassien qui a opéré le déferlement de cette couverture plissée, déjà profondément amincie sur son bord frontal, sur la molasse alsacienne du Sundgau.

Les compartiments de pointe de l'arc de virgation de Ferrette montrent le chevauchement du noyau médio-jurassique et liasique sur le Tertiaire, tandis que les compartiments de la branche occidentale, décrochés et restés en retrait par rapport aux précédents, montrent un renversement de l'enveloppe rauracienne du pli sur la molasse alsacienne.

L'image de ces chevauchements est comparable à ceux que Keller a décrit sur le bord S du bassin tertiaire de Laufen au cœur du Jura bâlois, mais à cette différence près que l'amplitude du déferlement a été bien plus faible et que la forme générale du pli anticlinal n'a donc pas été altérée en surface par le déplacement tangential. Le compartimentage créé par une déformation individuelle de chaque tronçon du pli le long des anciennes failles se traduit par les complications de détails qu'illustre la carte géologique de Ferrette au 1/50.000^e.

BIBLIOGRAPHIE

- P. BITTERLI. — Geologie der Blauen-und Landskronkette südlich von Basel. *Mat. Carte géol. Suisse*, N. F., Lief. 81.
- A. BUXTORF. — Bemerkungen über den Gebirgsbau des nordschweizerischen Kettenjura, im besonderen der Weissensteinkette. *Zeitschr. d. deutschen geol. Ges.*, t. 63, 1911.
- DELBOS ET KOECHLIN-SCHLUMBERGER. — Description géologique et minéralogique du département du Haut-Rhin. Mulhouse, 1860.
- S. GILLET ET D. SCHNEEGANS. — Stratigraphie des terrains jurassiques dans la région de Ferrette (Jura alsacien). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 2, Strasbourg, 1933, p. 35-49.
- R. GRAHMANN. — Der Jura der Pfirt im Ober-Elsass. *N. Jahrb. f. Mineral. Geol. Pal.*, Beil. Bd 44, 44, 1921, p. 1-99.
- K. L. HUMMEL. — Die Tektonik des Elsgaues (Berner Tafeljura). *Ber. d. naturf. Ges. in Freiburg i. Br.*, B. 20.
- KELLER W. T. — Geologische Beschreibung des Kettenjura zwischen Delsbergerbecken und oberheinischer Tiefebene. *Eclog. geol. Helv.*, vol. XVII, n° 1, 1922.
- D. SCHNEEGANS. — Notes sur la tectonique du Jura alsacien. *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, t. 2, Strasbourg, 1933, p. 51-74, pl. V et VI.
- L. VONDERSCHMITT. — Die geologischen Ergebnisse der Bohrungen von Hirtzbach bei Altkirch (Ober-Elsass). *Ecl. geol. Helv.*, vol. 35, n° 1, 1942, p. 67-99, pl. II.
- L. VAN WERVEKE. — Bemerkungen zu einigen Profilen durch geologisch wichtige Gebiete des Elsass. *Els. Lothr., Mitt. d. geol. Landesanstalt von Els. Lothr.*, 4, 1898, p. 72.
- L. VAN WERVEKE. — Verwerfungen im Ober-elsässischen Jura Gebirge. *Mitt. philom. Ges. in Els. Lothr.*, 4, H. 2, 1910, p. 219.
- J. L. WILSER. — Die Entwicklungsstadien des südlichen Rheintalgrabens. *N. Jahrb. f. Min. Geol. Pal.*, Beil. Bd 42, 1929, p. 1-44.
- Carte géologique de la France à l'échelle du 1/50.000^e par D. SCHNEEGANS, N. THÉOBALD, H. LINIGER, W. T. KELLER, A. WERENFELS. *Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 1934.

CONSIDÉRATIONS
SUR L'ESPÈCE OLIGOCÈNE *POTAMIDES LAMARCKI* BRONG.
ET SUR SA RÉPARTITION EN FRANCE.

PAR **Henriette Alimen**¹.

Potamides Lamarcki a vécu, à l'Oligocène, dans des milieux très variés, depuis des mers à salure normale jusqu'à des milieux de plus en plus saumâtres et même lacustres, en association avec des Linnées et des *Chara*. Des eaux où s'effectuait une sédimentation calcaire lui convenaient, de même des eaux très siliceuses. Dans certaines conditions favorables, il a pullulé. Pour toute ces raisons il possède une vaste répartition géographique et constitue un organisme de choix pour l'étude des relations entre les divers bassins oligocènes. Pour ces raisons aussi il présente des variations, liées vraisemblablement aux faciès divers auxquels il s'est adapté. Il est donc nécessaire, avant de développer des considérations stratigraphiques ou paléobiogéographiques, de reconsidérer les limites de cette espèce et la valeur des espèces qui en ont été séparées.

I. CONSIDÉRATIONS PALÉONTOLOGIQUES
SUR *POTAMIDES LAMARCKI* BRONG.

Potamides Lamarcki a été défini par Brongniart [1] pour des Cérithes des terrains oligocènes de la Limagne. Deshayes [2], puis Cossmann [3] en ont repris l'étude, en utilisant des échantillons d'autres bassins oligocènes, principalement du Bassin de Paris.

Potamides microstoma DESH [2] résulte, à l'origine, d'une erreur de Deshayes, qui a conféré ce nom à de véritables *P. Lamarcki* (1^{re} édition, p. 412, pl. 59, fig. 32, 33, 34), cités, à tort, des sables moyens de Léveumont, tandis qu'il attribuait à l'espèce de Brongniart un mélange de Cérithes des sables de Beauchamp et de Montmorency. Dans la 2^e édition (tome 3, p. 177, pl. 80, fig. 27) Deshayes rectifie ces multiples erreurs. « L'identité du *microstoma* et du *Lamarcki* est parfaite, et l'espèce ne s'est jamais rencontrée dans les Sables moyens de Léveumont... Elle se présente sous

1. Note présentée à la séance du 1^{er} mars 1948.

15 décembre 1948.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 7

deux formes différentes que nous avons eu d'abord l'intention de séparer comme espèces et que nous laissons réunies, parce que nous avons trouvé entre elles des intermédiaires. »

Cossmann, cependant [3], reprenait le nom de *P. microstoma* pour une forme qu'il considéra comme distincte de *P. Lamarcki*, non réunie à lui par des intermédiaires, au surplus pourvue d'une répartition stratigraphique différente : *P. microstoma* existerait, seule, à la Côte Saint-Martin (près d'Étampes), dans le Calcaire de Beauce (s. l.) et à Canéjean, près de Bordeaux.

Potamides girondicus MAYER est une espèce créée par Mayer [4] pour un fossile du Bassin d'Aquitaine, puis reprise par Cossmann et Peyrot [5, p. 237, pl. VI, fig. 28, 31].

Potamides druenticus FONTANNES a été séparé à titre de variété de *Potamides Lamarcki* [6, p. 14, pl. I, fig. 3] et *P. subalpinus* FONT. de *P. microstoma* [6, p. 16, pl. II, fig. 4, 7] dans la faune des bassins oligocènes du S-E de la France.

La séparation de ces espèces repose sur la grandeur de l'angle apical, la convexité des tours, le nombre des rangées de granulations sur chaque tour (3, 4 ou 5), l'accentuation de ces granulations, l'aplatissement de la base et le nombre des cordons concentriques qu'elle porte (3 à 6).

S'agit-il véritablement d'espèces distinctes ? Pour apporter quelques données à la solution de cette question, j'ai étudié la variabilité de *P. Lamarcki* dans le Bassin de Paris.

1) *Observations morphologiques.* — L'ensemble des caractères qui sert à séparer de *P. Lamarcki* les autres espèces du même groupe, notamment *P. microstoma* qui vit aussi dans le Bassin de Paris, se dissocie quand on étudie un lot suffisamment important de *P. Lamarcki*.

J'ai pu observer, parmi des individus du falun d'Ormoï, des formes à angle apical faible (caractère de *P. microstoma*), mais qui conservent des tours non convexes et 3 rangées de granulations par tour sur toute la coquille (caractères de *Lamarcki*). D'autres exemplaires montrent dans la partie jeune de la coquille, 3 rangs de granulations et des tours non convexes, tandis que les 3 derniers tours prennent des caractères de *microstoma* (4^e rangée de granulations intercalée entre la rangée moyenne et la rangée antérieure). Il existe même des formes d'Ormoï qui portent 5 cordons sur les derniers tours, par adjonction de 2 cordons supplémentaires à la partie antérieure des tours (donc 5 cordons, comme dans *subalpina*).

L'accentuation relative des granulations sur les divers cordons est un caractère dont on constate aussi la grande variabilité dans les *Potamides Lamarcki* d'Ormoï. Si certains ont 3 rangées égales de

granulations (type), il en est qui ont, sur les derniers tours, la rangée postérieure plus accentuée que les deux autres ; d'autres présentent, sur les tours jeunes, 3 rangées égales, sur les tours moyens, une rangée médiane plus forte que les 2 autres (cf. *subalpina*), sur les derniers tours des granulations accusées seulement sur la rangée postérieure. Chez d'autres, c'est le cordon médian qui, sur la plus grande partie des tours, porte les granulations les plus faibles (cf. *girondicus* et *druenticus*). Le nombre des rangées de granulations et l'accentuation de ces granulations varient, d'ailleurs, de façon indépendante. J'ai observé des individus à 4 rangées bien granuleuses et des formes à 3 cordons presque lisses. Un étroit filet apparaît souvent dans la suture (cf. *girondicus*). Le nombre des cordons de la base, dans les *P. Lamarcki* d'Ormay varie de 3 (type) à 4 ou 5 (*girondicus*).

Des remarques analogues peuvent être faites au sujet de la convexité des tours, variable dans de très larges limites.

Notons d'ailleurs qu'on observe nettement à Ormay l'influence de la dessalure sur les variations de la convexité des tours et sur l'atténuation de l'ornementation. Dans les couches saumâtres supérieures de ce gisement, on voit apparaître en effet d'assez nombreux échantillons à peine granuleux et même porteurs de cordons spiraux presque lisses, d'autres où ces cordons s'atténuent pour laisser la prédominance aux lignes arquées longitudinales. Sur un même individu on peut voir varier avec l'âge la convexité des tours, et alterner plusieurs fois une ornementation à granulations accusées ou à granulations obsolètes¹. Des observations du même ordre ont été faites par R. Abrard au sujet de Cérithes des couches saumâtres du Lutétien, notamment de *P. lapidum* [7, p. 229].

Ainsi, l'ensemble des caractères sur lesquels reposent les diverses diagnoses des espèces séparées de *P. Lamarcki* apparaît comme un faisceau accidentellement assemblé de traits variant de façon indépendante, en grande partie sous l'influence des modifications du milieu auxquelles ce Gastéropode était éminemment capable de s'adapter. Comme l'avait bien vu Deshayes pour le groupe restreint *P. Lamarcki-microstoma*, toutes ces formes passent insensiblement les unes aux autres, en gardant cependant des traits permanents dans l'ouverture, la base, la disposition des granulations sur des lignes arquées. Le développement ontogénique, moins soumis aux conditions du milieu, peut constituer aussi un trait commun : c'est pourquoi je donnerai cette ontogénie pour les formes où j'ai pu l'étudier, celles du groupe *Lamarcki-microstoma* du Bassin de Paris, d'Auvergne et de Canéjean (Gironde), et celles attribuées à *P. girondicus* du Bassin d'Aquitaine.

1. Les *P. Lamarcki* des couches saumâtres d'Auvergne (Aurillac, coll. Sorbonne) présentent les mêmes tendances que les formes des couches dessalées d'Ormay.

Développement ontogénique du groupe Lamarcki-microstoma-girondicus. (fig. 1.) — Les premiers tours ornés portent deux cordons spiraux, lisses ou légèrement granuleux, puis 2 rangées de granulations ou, d'emblée, 2 rangées de granulations. Un troisième rang de granulations, postérieur, apparaît bientôt, d'abord très faible ; il est nettement constitué vers le 5^e ou le 6^e tour orné.

Parfois, un petit cordon, portant de minces granulations allongées dans le sens spiral, apparaît plus loin dans la suture. Il peut y demeurer, ou même s'effacer ou, au contraire s'accroître et sortir de la suture pour se placer sur la partie antérieure du tour, où il constitue une 4^e rangée de granulations.

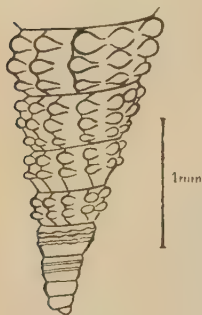


FIG. 1. — Développement ontogénique de *Potamides Lamarcki* (échantillon d'Or-moy).

2) *Biométrie.* — Les remarques qui précèdent, ébranlent fortement la confiance que l'on peut avoir dans la valeur des espèces séparées de *P. Lamarcki*. Les données que fournit une étude biométrique militent dans le même sens. L'abondant matériel que l'on peut recueillir dans les gisements d'Étampes permet d'effectuer les nombreuses mesures nécessitées par les lois statistiques¹. Le caractère qui m'a paru se prêter le mieux à la mesure, et être en même temps assez lié à la diagnose des « espèces » du groupe

Lamarcki est la grandeur de l'angle apical. D'après Coss-mann, la longueur excède 4 fois le diamètre chez *Potamides microstoma*, et reste inférieure à cette valeur chez *P. Lamarcki*. J'ai donc traduit chaque mesure de l'angle apical par la valeur correspondante de $\frac{1}{4d}$. On devrait avoir $\frac{1}{4d} < 1$ pour *P. Lamarcki*, $\frac{1}{4d} > 1$ pour *P. microstoma*, $\frac{1}{4d}$ un peu plus grand pour *P. girondicus* que pour *P. Lamarcki*. Enfin les formes étudiées par Fontannes correspondraient à de grandes valeurs de $\frac{1}{4d}$. J'ai mesuré l'angle apical en utilisant une sorte d'abaque obtenu en dessinant des angles régulièrement croissants, dont la valeur peut être exprimée par $\frac{1}{4d}$, et en cherchant à placer chaque *Potamides* dans cette série.

1. Les échantillons des collections, souvent sélectionnés pour ne garder que les beaux individus, risquent de fausser les indications de la biométrie. J'ai essayé de pallier ce danger en utilisant surtout le matériel de mes récoltes personnelles dans lequel j'ai toujours conservé tous les individus contenus dans un volume donné de falun, afin d'avoir une image exacte de la population.

Courbes de fréquence. — J'ai d'abord étudié une population provenant d'un milieu bien défini (sables marins d'Ormoy, à l'exclusion des niveaux saumâtres de ce gisement). D'après Cossmann, *P. microstoma* serait très rare en cette localité. Je présume d'ailleurs que les

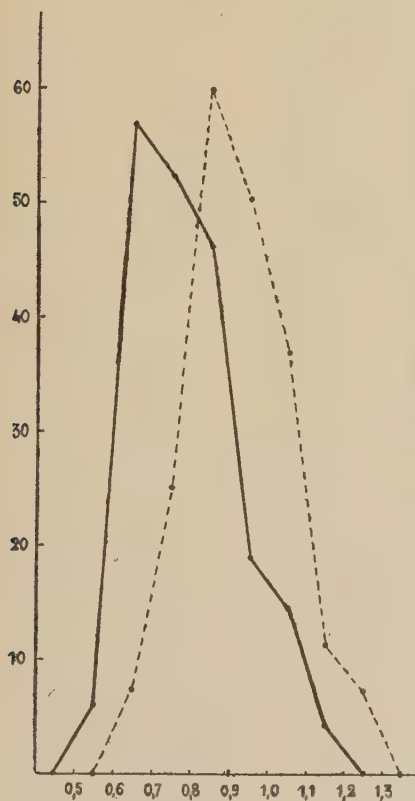


FIG. 2. — Courbes de fréquence de l'angle apical. 1) : *P. Lamarcki* des sables marins d'Ormoy ; effectif 137, ramené à 200, trait continu. 2) : *P. microstoma* des niveaux saumâtres ; effectif 103, ramené à 200, trait interrompu. En abscisses la valeur $\frac{1}{4d}$, avec une variation de classe égale à 0,1.

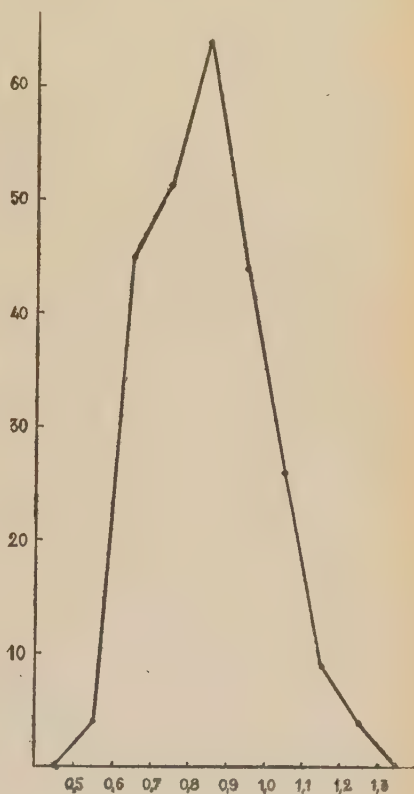


FIG. 3. — Courbe de fréquence de l'angle apical. Ensemble *P. Lamarcki-microstoma* du Bassin de Paris. Effectif 250 ; en abscisses la valeur $\frac{1}{4d}$, avec une variation de classe égale à 0,1.

échantillons d'Ormoy que cet auteur attribue à *P. microstoma* doivent provenir des couches lagunaires que j'exclus de ce premier lot. J'ai mesuré l'angle apical¹ pour une population de 137 individus. La courbe

1. Nous verrons que l'angle apical varie avec l'âge. J'ai mesuré l'angle apical correspondant aux derniers tours.

de fréquence, construite pour une variation de classe égale à 0,1, donne une courbe à un seul sommet, ce qui est normal puisqu'il s'agit d'une population homogène (fig. 2, courbe en trait plein, construite en ramenant l'effectif à 200).

J'ai rassemblé ensuite les formes du Bassin parisien où, d'après Cossmann, *P. microstoma* existerait seule (marnes de la Côte Saint-Martin, près d'Étampes, Meulière de Beauce des environs de Corneilles-en-Parisis), c'est-à-dire des individus ayant vécu en milieu saumâtre ou lacustre. J'y ai ajouté des récoltes provenant de milieux analogues : couches saumâtres d'Ormoy, Moulin de Valnay (environs d'Étampes). La courbe de fréquence a été construite pour la même variation de classe 0,1, et pour une population totale de 103 individus. Elle donne une courbe à un seul sommet (fig. 2, courbe en trait interrompu, construite en ramenant l'effectif à la valeur 200). Nous avons donc, ici encore, une population homogène. On remarquera que le polygone de fréquence est légèrement décalé vers les plus grandes valeurs de $\frac{1}{4d}$ par rapport au premier, bien que le maximum

de fréquence ne soit pas au delà de $\frac{1}{4d} = 1$ comme l'indiquait Cossmann, mais au voisinage de 0,85, tandis qu'il est au voisinage de 0,65 pour *P. Lamarcki* typique.

La comparaison des 2 polygones de fréquence ramenés au même effectif (200) pourrait peut-être inciter à maintenir la séparation des 2 espèces (fig. 2). Cependant je crois que ce serait une conclusion inexacte. La fig. 2 me paraît seulement traduire les termes extrêmes de la variation de l'angle apical en passant d'un milieu nettement marin à un milieu très dessalé.

J'ai, en effet, étudié en un 3^e polygone de fréquence, 250 individus ayant vécu dans des conditions très diverses : Pierrefitte, Ormoy, le Sablon, la Côte Saint-Martin, Valnay, Corneilles-en-Parisis. Le polygone obtenu est encore une courbe à un seul sommet (fig. 3). Ce dernier lot est donc homogène.

Conformément aux prévisions de la première partie de notre étude, il n'y a qu'une seule espèce, dans le Bassin de Paris. *P. microstoma*, relié à *P. Lamarcki* par tous les intermédiaires quant à la grandeur de l'angle apical, ne doit donc pas subsister comme espèce distincte. Toutefois nous retiendrons qu'en passant d'un habitat marin à un habitat saumâtre, *P. Lamarcki* a tendance à diminuer la valeur de son angle apical, en même temps qu'à perdre ses granulations et à accroître la convexité de ses tours.

Diagramme de dispersion. — L'examen des coquilles d'Ormoy montre, à première vue, que la valeur de l'angle apical diminue avec l'âge.

Ce fait est nettement mis en lumière par la fig. 4 où l'angle apical

(représenté encore par $\frac{1}{4d}$) est étudié en fonction du diamètre¹. Pour chaque individu sont figurés 2 points, l'un correspondant aux premiers tours (jusqu'à un diamètre de l'ordre de 3 à 4,5 cm), l'autre correspondant aux derniers tours. Les deux points figuratifs d'un même individus sont reliés par une droite. On voit que, dans l'ensemble, ces droites ont sensiblement même coefficient angulaire égal à 1, ce qui

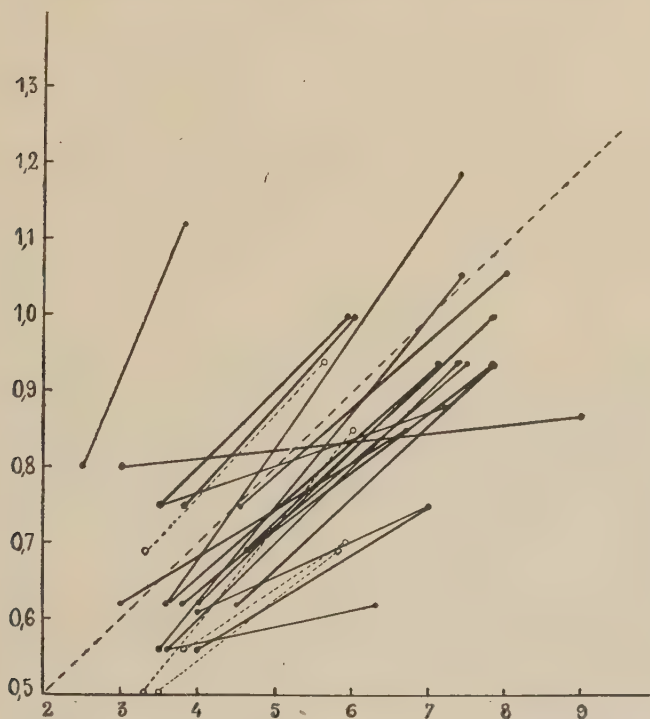


FIG. 4. — Variation de l'angle apical avec l'âge de l'individu pour une population des sables marins d'Ormoy. En ordonnées l'inverse de l'angle apical, représenté par $\frac{1}{4d}$. En abscisses le diamètre du dernier tour de la partie de coquille considérée. Pour chaque individu 2 points, reliés par une droite, correspondant respectivement aux premiers tours et aux derniers tours. En trait discontinu la droite de coefficient angulaire 1.

correspond à une même loi de variation de l'angle apical avec l'âge, exception faite pour quelques individus aberrants (ce diagramme a été construit avec des fossiles d'Ormoy) ; quelques couples de points, reliés par un trait discontinu, correspondent à des *P. girondicus*.

1. Il semblerait plus normal d'étudier la relation de $\frac{1}{4d}$ et de l , mais trop d'individus auraient été éliminés du fait que l'extrême pointe des coquilles est souvent cassée.

Il apparaît ainsi que *P. girondicus* ne se sépare pas sensiblement de *P. Lamarcki*. La loi de variation de l'angle apical avec l'âge est la même. L'angle des tours adultes est plus grand parce que la taille reste plus faible. L'angle apical du sommet n'est plus ouvert ($\frac{1}{4d}$ plus petit) que sur quelques individus.

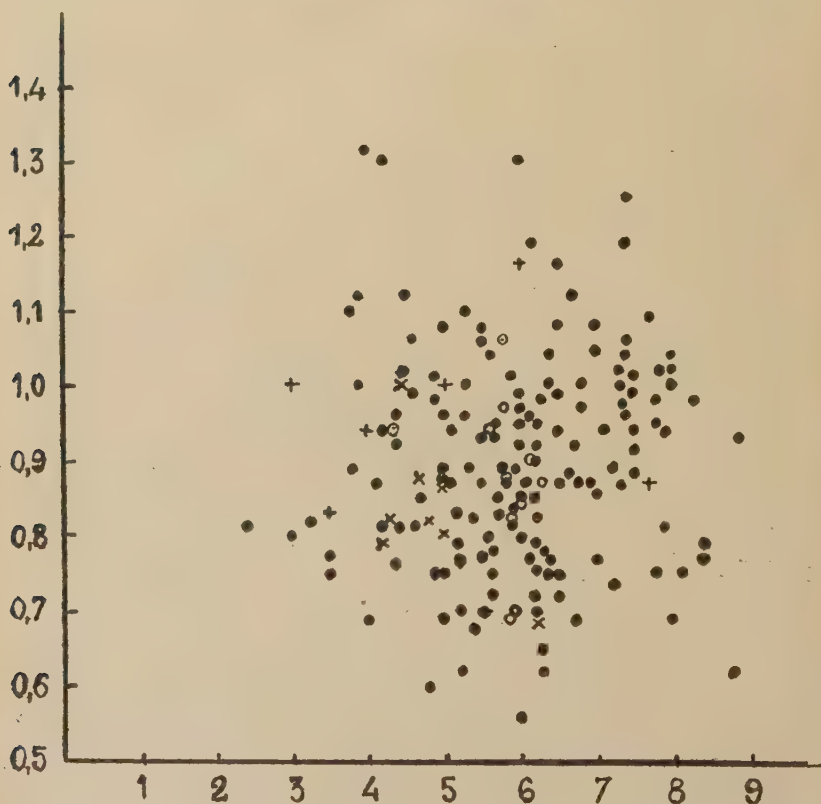


FIG. 5. — Diagramme de dispersion. En abscisses, le diamètre du dernier tour, en ordonnées l'inverse de l'angle apical ($\frac{1}{4d}$), mesuré pour les derniers tours. Point noir : Ormoy (*Lamarcki-microstoma*). Croix droite : Auvergne (*Lamarcki*). Croix en X : Allemagne (*Lamarcki*). Point encerclé : Canéjean (*microstoma*). Cercle vide : (*girondicus*).

Cependant l'angle apical ne dépend pas de l'unique variable qu'est l'âge de l'individu, comme le montre déjà la fig. 4, où les points ne sont pas concentrés sur une seule droite de coefficient angulaire 1, et comme on le voit aussi sur la fig. 5, qui donne le diagramme de dispersion correspondant à la corrélation de l'angle

apical des derniers tours ($\frac{1}{4d}$) et du diamètre du dernier tour, diagramme établi par l'étude d'échantillons des divers gisements d'Étampes, marins et saumâtres. Le nuage des points ne se concentre pas sur une courbe, ce qui correspond au fait que l'angle apical dépend de plusieurs variables (notamment âge et milieu). En outre on voit un seul nuage de points, ce qui traduit l'appartenance de *P. Lamarcki* et de *P. microstoma* à une seule espèce.

Sur le même diagramme ont été représentés par un figuré spécial, des points correspondant à des *P. Lamarcki* d'Auvergne (calcaire d'Aurillac, coll. Sorbonne), à des *P. microstoma* de Canéjean (Aquitaniens de Gironde, coll. Cossmann), à des individus d'Allemagne (Bassin de Mayence), et à des *P. girondicus* du Bassin d'Aquitaine (coll. Faculté de Bordeaux). Tous s'éparpillent dans le nuage des points du Bassin de Paris¹.

Il est probable que, si nous possédions des individus de Provence, nous aboutirions aux mêmes constatations.

Conclusion. — Les modifications que subit *P. Lamarcki* sous l'influence des variations du milieu conduisent insensiblement de la forme type à des formes qu'on peut tout au plus regarder comme des variétés, et le bloc *Lamarcki-microstoma-girondicus-druenticus-alpinus* va donc nous permettre d'étudier les rapports des bassins oligocènes français au Stampien.

II. RÉPARTITION DE *POTAMIDES LAMARCKI* DANS LES BASSINS OLIGOCÈNES FRANÇAIS ET COMMUNICATIONS ENTRE CES BASSINS.

La répartition stratigraphique de *P. Lamarcki* se présente de façon nettement différente dans les divers bassins oligocènes français (fig. 6).

I. Les golfes océaniques.

BASSIN BELGE. — Les rapports du Bassin de Paris avec les mers plus septentrionales obligent à préciser les conditions de distribution de *P. Lamarcki* dans le Bassin belge. Ce fossile y est déjà abondant dans les assises saumâtres du Tongrien supérieur, aussi bien dans les argiles de Hénis (collections du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Bruxelles), que dans les sables et marnes de Boutersem (van den Broeck, [9] légende de la feuille de Bilsen et coll. du Musée de Bruxelles), et dans les sables de Vieux-Joncs du Limbourg : Kerniel, près Looz (Rutot et van den Broeck, [10]), Bierbeck, près Louvain, (Musée de

1. La présence de véritables *P. Lamarcki* en Allemagne avait été contestée par J. GIRAUD [8].

Bruxelles), Tongres où je l'ai moi-même recueilli. Il monte dans les sables de Berg du Rupélien inférieur (légende de la feuille de Bilsen), mais je n'ai vu aucun témoignage de son existence dans l'argile de Boom (Rupélien supérieur), ni dans les sables de Boncelles et de Voort (Chattien).

BASSIN DE PARIS. — La présence de *P. Lamarchi* y est exceptionnelle dans le Stampien inférieur (rarissime dans les sables de la rue Saint-Antoine, à Étampes, dans le calcaire de Cerny et de Longueville de la vallée de l'Essonne, plus répandu dans le complexe de Darvault, niveau de transition du Stampien inf. au Stampien sup. des environs de Nemours). Par contre cette espèce devient abondante dans les faluns du Stampien sup (Pierrefitte et Ormoy dans la vallée de la Juine, vallée du Loing). Elle est abondante également dans les niveaux inférieurs du Calcaire d'Étampes et dans la Meulière de Beauce, acquérant alors une vaste répartition géographique dans le Bassin parisien [11, fig. 35, p. 223]. Elle pénètre même dans le domaine du lac de Beauce, où récemment G. Lecointre l'a signalée [12] aux environs de Tours (village de Fondettes) dans un calcaire d'apparence lacustre, dont l'âge reste un peu incertain (Stampien sup. ou Calcaire d'Étampes).

BASSIN DE RENNES. — C'est seulement tout à fait au sommet des couches oligocènes qu'apparaît *P. Lamarchi*, à la fin du dépôt du calcaire grossier de Rennes où vivaient associées de nombreuses espèces de l'Oligocène d'Aquitaine et quelques rares espèces du Bassin parisien. Depuis longtemps on s'est accordé pour admettre que le Bassin de Rennes s'ouvrait vers l'Atlantique par le S, où, au voisinage de l'estuaire de la Loire (Saffré), Vasseur a trouvé des couches à *Archiacines* surmontées de couches à *Potamides* (Tournouër [13], Cossmann [14], G. Denizot [15], H. Alimen [11]).

BASSIN D'AQUITAINE. — *P. Lamarchi* n'a été signalé ni dans le Sannoisien, ni dans le calcaire à Astéries, ni dans les niveaux sableux intercalés dans cette formation : Terre-Nègre, Parc bordelais, Mérignac, la Souys (publications anciennes de Raulin, Benoist, Tournouër, Dollfus, Fallot, etc., travaux récents de A. Fabre [15 bis], A. Magne et M. Sabron [16]). Mais dans les niveaux aquitaniens du Bordelais on trouve *P. microstoma* (coll. Cossmann) et *P. girondicus* (Léognan, Saucats, La Brède, Saint-Morillon, Villandraut, Pessac, Balizac, Bazas, etc.).

A Gaas, au S de Dax, *P. Lamarchi* ne paraît pas avoir été recueilli (Grateloup [17], Benoist [18], coll. Raulin de la Faculté de Bordeaux), non plus qu'à Biarritz (J. Boussac [18 bis]).

En passant du Bassin belge au Bassin d'Aquitaine, on observe donc l'apparition de plus en plus tardive de *P. Lamarchi* (tabl. 1). Or, le calcaire grossier de Rennes et le calcaire à Astéries paraissent avoir correspondu, à certains moments du moins, à

des conditions de milieu voisines de celles de Pierrefitte ou d'Ormoy, qui pouvaient donc convenir à *P. Lamarcki*. Tout en faisant la part des lacunes dans nos connaissances et d'une influence possible des faciès, on doit donc pouvoir conclure cependant à une migration de cette espèce depuis les régions belges, d'où elle serait partie au Tongrien sup., vers les régions de plus en plus méridionales, où elle parvient de plus en plus tard.

II. L'Auvergne.

P. Lamarcki a trouvé en Auvergne des conditions particulièrement favorables à son développement ; on observe ce Cérithée tantôt associé à des Vertébrés, tantôt à une faune saumâtre de Mollusques (golfe d'Ébreuil), tantôt à des *Cypris* et à des Coccolithes, et même à des Foraminifères (L. Dangeard [19]) aux environs d'Issoire. Les subdivisions admises dans l'Oligocène de la Limagne (J. Jung [20, p. 92]) sont assez difficiles à synchroniser avec celles du Bassin parisien. En l'absence de faunes vraiment marines en Auvergne, on doit faire appel aux Mammifères. Les Mammifères du Bassin parisien (La Ferté-Alais, vallée de l'Essonne), situés à l'extrême sommet des sables de Fontainebleau, et antérieurs aux formations de la mer d'Ormoy (Goubert [21]), doivent avoir vécu à un moment donné de la période d'émersion du Stampien sup. parisien. Or, ces Mammifères, dans la nomenclature d'Auvergne, sont d'âge « Stampien inf. » (J. Viret [22]). Par ailleurs, je ne pense pas que la faune d'Ormoy puisse se placer au niveau du Stampien moyen, comme le suggère J. Viret [22], parce qu'elle me semble « très proche dans le temps de la faune aquitanienne du S-W » [11, p. 285]. Je propose donc, avec réserves, car il n'y a pas d'arguments péremptoirs, de considérer comme équivalent du « Stampien inf. » d'Auvergne, l'ensemble des sables de Fontainebleau jusqu'à la période d'émersion ; le « Stampien moyen » d'Auvergne serait sensiblement contemporain de l'émersion parisienne, et le « Stampien sup. » de l'incursion marine d'Ormoy, ainsi probablement que d'une partie de la Meulière de Beauce et du Calcaire d'Étampes¹.

P. Lamarcki ne monte pas dans la Limagne au-dessus du « Stampien inf. » (golfe d'Ébreuil, environs de Clermont, d'Issoire), tandis que dans les bassins de la Haute Auvergne, celui d'Aurillac notamment, c'est dans le « Stampien moyen et sup. » que ce Gastéropode abonde (J. Jung [20, p. 93 et suiv. et p. 119], R. Lavocat [23]). Les conséquences qui découlent de

1. Note ajoutée pendant l'impression. Le substantiel travail de M^{lle} RICHARD [44], dont je n'ai pas eu connaissance avant la rédaction de cette note, met également en évidence l'importance des émergences du Bassin de Paris pour la synchronisation des formations stampiennes du Bassin d'Aquitaine et du Bassin de Paris.

cette répartition confirment pleinement les vues développées par J. Jung [20, p. 125]. Malgré l'opinion contraire de J. Giraud [8, p. 378], la Limagne a perdu dès le « Stampien inf. » les communications avec le S qu'elle avait au Sannoisien, ainsi qu'en témoignent la présence de faciès lacustres dans le S de la

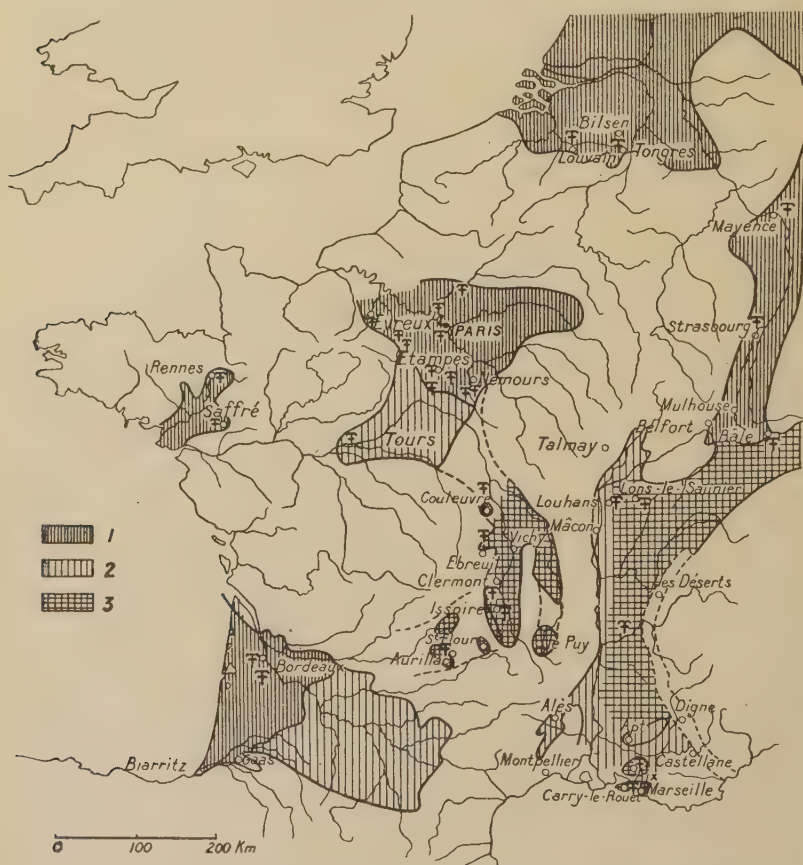


FIG. 6. — Mers et lagunes stampiennes en France et répartition de *P. Lamarcki*. 1 : faciès marins ; 2 : faciès lacustres ; 3 : faciès saumâtres. F : présence de *Potamides Lamarcki*.

Limagne et dans le Gard au « Stampien inf. », et l'absence de *P. Lamarcki* dans tout l'Oligocène du bassin d'Alès. Ce fossile, si abondant en Limagne, n'y a donc pas pénétré par le S, mais sans doute à la faveur d'un couloir raccordant le fossé d'effondrement de la Limagne aux dépendances du Bassin de Paris. Remarquons en outre que les fossiles macroscopiques saumâtres

qui accompagnent *P. Lamarcki* ne se trouvent en abondance que dans le golfe d'Ébreuil, au N de la Limagne et que le caractère marin que l'on a attribué au « Stampien inf. » du centre de la Limagne repose sur la présence de Foraminifères (Miliolidés, surtout *Quinqueloculina*) et de Coccolithes, en dehors de la présence de tout Mollusque de cachet vraiment marin. Or, les Miliolidés [24] peuvent vivre dans les eaux saumâtres¹ et il en est de même des Coccolithidés, ainsi que l'a souligné L. Dangeard [19]. Ainsi, il est possible, comme l'avaient déjà envisagé de Launay, Munier-Chalmas et M. Boule [25], de concevoir la Limagne au « Stampien inf. » comme un golfe saumâtre, fermé au S, ouvert au NW d'où, par des étendues d'eaux plus ou moins dessalées, lui serait venue la faune d'Ébreuil. Le lambeau de Couleuvre à *P. Lamarcki* et *Hydrobia* [26], celui de Fondettes, près de Tours sont les rares témoins actuellement connus de ces pénétrations saumâtres dans le bassin de la Loire moyenne.

Enfin les régions de la Haute Auvergne ont un cachet plus méridional quant à la répartition de *P. Lamarcki* : elles présentent donc une certaine indépendance par rapport à la Limagne et peuvent, comme le suggère J. Jung, avoir eu des relations avec les mers d'Aquitaine à la fin de l'Oligocène.

III. Fossé alsacien. Couloir Jurassien-Rhodanien. Bassins provençaux.

Précisons d'abord que, dans le Bassin de Mayence dont le fossé alsacien au Stampien est une dépendance, *P. Lamarcki* n'existe qu'à partir du Schleichsand, monte dans le groupe Cyrenenmergel, ces deux termes correspondant, à mon sens, au Stampien sup. du Bassin de Paris [11, p. 276], enfin persiste jusqu'à la limite Landschneckenkalk-Cerithiensichten (Wenz [27]).

P. Lamarcki, anciennement connu dans les Marnes à Cyrènes d'Alsace, était tout récemment encore recueilli par S. Gillet [28] à Hohenheim, remanié il est vrai dans le loess, mais vraisemblablement originaire des Marnes à Cyrènes (Kolbsheim) qui, développées dans la région de Strasbourg, se poursuivent plus ou moins bien délimitées, dans celle de Péchelbronn [29].

Le bras de mer alsacien se prolongeait en Suisse par des formations saumâtres. E. Baumberger [30] qui a montré l'appartenance au Stam-

1. Je tiens à remercier J. SIGAL qui m'a aimablement communiqué une bibliographie sur l'écologie des Miliolidés. D'après H. D. HEDBERG, l'abondance de *Quinqueloculina fusca* H. B. BRADY dans des sédiments tertiaires indique une salinité inférieure à celle de la mer [24, p. 475].

prien d'une partie de la Mollasse suisse, signale *P. Lamarcki* en Suisse, aux environs de Bâle.

Une série de jalons permettent ensuite de suivre la répartition de ce fossile en bordure du Jura et dans la Bresse (E. Friedel [31], W. Kilian, cité par G.-F. Dollfus [32], M. Gignoux, Stratigraphie, p. 484) aux environs de Louhans et de Lons-le-Saunier, puis dans les lagunes de la vallée du Rhône (notamment vallée de l'Isère, synclinal de Royans, dans des lits de meulière attribués par P.-R. Giot au Stampien sup. [33]), nous acheminant ainsi jusqu'aux bassins du Gard et de Provence. Le Bassin d'Alès, saumâtre au Sannoisien, mais sans *P. Lamarcki* s'isole plus ou moins au Stampien qui ne comporte là que des formations continentales (F. Roman [34]).

Depuis longtemps on connaît l'existence de *P. druenticus* dans le Bassin d'Aix et celui de Marseille. Pour Depéret, Vasseur, Répelin [35], le calcaire d'Allauch, qui contient ce fossile, était l'équivalent du calcaire de l'Estaque, d'âge sannoisien. Pour G. Corroy et G. Denizot, qui ont repris l'étude stratigraphique des bassins provençaux [36], les formations à *P. Lamarcki* (gypse d'Aix et calcaire d'Allauch et de Piédautry) sont distinctes du calcaire sannoisien de l'Estaque et sont d'âge stampien sup. Un travail récent fait sous la direction de ces deux géologues (F. Catzigras [37]) place ces formations dans le Chattien.

Enfin, dans la région de Carry-le-Rouet, des couches saumâtres à *P. Lamarcki* apparaissent au-dessus de formations marines nettement caractérisées de l'Aquitanién inf. F. Catzigras attribue à l'Aquitanién moyen [37, p. 61] ces couches à *Potamidés*.

Le fossé alsacien devait être sans communications directes avec le Bassin de Paris, comme l'a admis S. Gillet [38], rencontrant mes propres conclusions. Il en était de même pour les lagunes qui s'étendaient à l'E de la Saône. A Talmay, en effet, au SW de Gray, l'Aquitanién à *Helix Ramondi* repose sur un calcaire lacustre lutétien (M. Dreyfuss [39]). Par ailleurs, sur la rive droite de la Saône, entre Mâcon et Trévoux, l'Oligocène lacustre, recouvert par du Miocène, ravine le Jurassique (F. Roman [40]). Tout cet ensemble, jusqu'au Bassin du Gard, est donc indépendant des bassins océaniques.

Les lagunes du SE de la France n'ont pas eu davantage, au Stampien, de communications avec le bras de mer intra-alpin, dont on connaît le cachet nettement méditerranéen. La faune oligocène de ce chenal, jusqu'en ses parties septentrionales (les Déserts) n'a d'analogie qu'avec la faune de Gaas et celle du Vicentin (J. Boussac [41, p. 290]). Elle ne contient pas *P. Lamarcki* ¹.

1. Il existe dans la collection de la Sorbonne des empreintes de Cérithles de Barrême qui ont été tout à fait inexactement déterminés *P. Lamarcki*, mais qui n'appartiennent aucunement à ce groupe.

BASSIN BELGE	BASSIN PARISIEN	BASSIN DE RENNES	BASSIN D'AQUITAINE	AUVERGNE	BASSIN DE MAYENNE	ALSACE	BASSINS PROVENÇAUX
Châtien Sables de Boncelles et de Voort	Calcaire de Pithiviers (faune de Selles s/Cher)	Calcaire lagunaire à <i>Pot. Lamarcki</i>	Aquitainien	Calcaire aquitainien (faune de St-Gérard-le-Puy)	Hydrobientkalk Corbiculascichtien Cerithienschichtien		Aquitainien (Carry-le-Rouet)
	Stampien supérieur Calcaire d'Elampes Falun d'Ornoy			« Stampien supérieur » à <i>Helix Ramondi</i>	Land Schneckenkalk		Calcaires et argiles à <i>Helix Ramondi</i>
Rupélien Argile de Boom	Stampien inférieur Faune de la Ferté-Alais Sables sans fossiles Falun de Pierrefite Falun de Vauxoux Sables sans fossiles Falun de Morigny Falun de Jeurre Marnes à Huitres	Calcaire grossier de Rennes	Calcaire à Astéries	« Stampien moyen » (Limagne) « Stampien inférieur »	Cyrenen mergel Schleichsand	Cyrenen mergel	Calcaire de Piédantray (argiles de St-André)
	Sables de Berg				Rupelthon		Calcaire de Milles Argiles de St-Henri
Tongrien sup. Sables de Vieux-Jones Marnes de Boutersem Sables de Hénis					Meersand		Calcaire de Luynes (Aix) Calcaire de l'Eclaque (Marseille)

 TABLEAU N° 1. — Répartition stratigraphique de *P. Lamarcki* dans les bassins français.

D'ailleurs cet étroit bras de mer paraît ne pas survivre au Lattorien (J. Boussac [41], Moret [42], A.-F. de Lapparent [43]).

Ainsi *P. Lamarcki* a dû parvenir dans les régions provençales en venant du Bassin de Mayence par l'Alsace. Ici encore on voit son apparition être de plus en plus tardive à mesure qu'on atteint des régions plus méridionales (tableau 1).

CONCLUSIONS.

Ces quelques considérations nous paraissent donc conduire aux remarques suivantes.

1) Les golfes et les lagunes de France constituaient une série d'unités assez indépendantes les unes des autres, mais que l'on peut cependant grouper en deux grands ensembles : les *golfs océaniques* d'une part, séparés les uns des autres et qui se prolongeaient vers l'intérieur par des nappes lacustres et saumâtres, desquelles font partie les lagunes d'Auvergne ; les lagunes orientales, séparées du premier ensemble, ayant des communications importantes avec les mers nordiques par l'Alsace.

2) *P. Lamarcki* est une espèce qui pénètre progressivement du Nord vers le S de la France par la double voie des golfes océaniques et du couloir oriental. Ainsi, cette espèce semble, par les conditions de sa répartition stratigraphique et géographique, rentrer dans le cadre des conceptions relatives à la dispersion des espèces à partir d'un centre de dispersion.

TRAVAUX CITÉS

1. A. BRONGNIART. — Mémoire sur les terrains qui paraissent avoir été formés sous l'eau douce, *Ann. Mus. Hist. Nat.*, t. XV, 1810, p. 468, pl. 22, fig. 3.
2. DESHAYES. — Description des coquilles fossiles des environs de Paris, 1824, 2 vol. in-4°, 1 atlas.
3. COSSMANN. — Description des animaux sans vertèbres découverts dans le Bassin de Paris, Paris, 1859, 1865, 3 vol. in-4°, 2 atlas.
4. COSSMANN. — Révision de la faune oligocène du Bassin de Paris, *Journal de Conch.*, t. XLI, 1893, p. 310.
5. COSSMANN. — Fossiles tertiaires, *Ibid.*, t. XXVI, 1878, p. 176, pl. IV, fig. 4.
6. COSSMANN et PEYROT. — Conchyliologie néogénique des Gastéropodes, *Actes Soc. lin. Bordeaux*, t. LXXIV-LXXV, 1924.
7. FONTANNES. — Description sommaire de la faune malacologique des formations saumâtres et d'eau douce du groupe d'Aix, Lyon, 1884.

7. R. ABRARD. — Lutétien du Bassin de Paris, thèse, 1925.
8. J. GIRAUD. — Études géologiques sur la Limagne, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XIII, n° 87, 1901-1902, p. 393.
9. VAN DEN BROECK. — Matériaux pour l'étude de l'Oligocène belge, 1894.
10. RUTOT et VAN DEN BROECK. — Compte rendu sommaire des explorations paléontologiques aux environs de Tongres, 1878.
11. H. ALIMEN. — Étude sur le Stampien du Bassin de Paris, *Mém. S. G. F. Nouv. sér.* t. XIV, 1-3, n° 31, 1936.
12. G. LECOINTRE. — Révision de la feuille de Tours au 80 000^e, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, n° 197, 1938, p. 78-80.
13. TOURNOUËR. — Étude sur les fossiles de l'étage Tongrien des environs de Rennes, en Bretagne, *B. S. G. F.* [3], VII, 1879, p. 464.
14. COSSMANN. — Monographie illustrée des Mollusques oligocéniques des environs de Rennes, *Journ. Conch.*, vol. LXIV, 1918-1919, p. 135.
15. G. DENIZOT. — Les formations de la région orléanaise, thèse, Paris, 1927.
- 15 bis. A. FABRE. — Description géologique des terrains tertiaires du Médoc, thèse, Bordeaux, 1939, p. 432.
16. A. MAGNE et M. SABRON. — Étude paléontologique d'un forage exécuté rue Ernest Renan, à Bordeaux, *Pr. V. Soc. lin. Bordeaux*, t. XCII, 1941, p. 114-118.
17. GRATELOUP. — Conchyliologie fossile des terrains tertiaires de l'Adour, 1840.
18. BENOIST. — L'étage oligocène moyen de la commune de Gaas, *Bull. Scient. de la Soc. Borda à Dax*, 1883, p. 54-61.
- 18 bis. J. BOUSSAC. — Études stratigraphiques et paléontologiques sur le Nummulitique de Biarritz, *Ann. Hébert*, t. V, 1911, p. 78.
19. L. DANGEARD. — Les craies et les calcaires à Cocolithes de la Limagne, *B. S. G. F.*, [5], II, 1932, p. 67-81.
— Sur la présence de Foraminifères dans l'Oligocène du Massif Central, *C. R. somm. S. G. F.* [5], III, 1933, p. 12.
20. J. JUNG. — Géologie de l'Auvergne, *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 1946.
21. GOUBERT. — De la classification du Calcaire de Beauce et des Sables de Fontainebleau aux environs de Maisse, *B. S. G. F.* [2], XXIV, 1867, p. 315-323.
22. J. VIRET. — Y a-t-il une lacune dans le Stampien du Bassin de Paris? *C. R. somm. S. G. F.* [5], VII, 1937, p. 199-201.
23. R. LAVOCAT. — Sur l'âge des dépôts lacustres du Bassin de Brioude, *CR. Ac. Sc.*, t. 221, 1945, p. 583-585.
24. H. D. HEDBERG. — Some recent and fossil brackish to fresh water Foraminiferes, *J. Pal.*, 8, 1934, p. 469-476.
25. DE LAUNAY et MUNIER-CHALMAS. — Sur l'Oligocène du golfe d'Ébreuil, *B. S. G. F.* [3], XXVIII, 1900, p. 13-15, obs. de M. Boule, p. 15.
26. Légende de la feuille de Saint-Pierre.
27. WENZ. — Das Mainzer Becken und seine Randgebirge, Heidelberg, 1921.
28. S. GILLET. — Faune oligocène et liasique remaniée dans les alluvions anciennes des environs de Strasbourg, *C. R. somm. S. G. F.* [5], XVI, 1946, p. 260-262.

29. S. GILLET. — Nouvelles données sur la faune oligocène de Pechelbronn, *Ibid.* [5], X, 1940, p. 118-120.
30. E. BAUMBERGER. — Die stampischen Bildungen der Nordschweiz und ihrer Nachbargebiete mit besonderer Berücksichtigung der Molluskenfauna, *Ecl. geol. helv.*, 20, 1927, n° 4, p. 533-578.
31. E. FRIEDEL. — Sur quelques sondages profonds du Jura et de la Bresse, *C. R. somm. S. G. F.* [5], XIV, 1944, p. 123-125.
32. G.-F. DOLLFUS. — Essai sur l'Aquitanién, *Bull. Serv. Carte Géol. France*, t. XIX, 124, 1909, p. 90.
33. P.-R. GIOT. — Observation sur l'extension et la composition des terrains oligocènes dans le Royans (Isère et Drôme), *C. R. somm. S. G. F.* [5], XIII, 1943, p. 52.
34. F. ROMAN. — Faune saumâtre du Sannoisien du Gard, *B. S. G. F.* [4], X, 1910, p. 927-955.
 — Contributions à l'étude des bassins lacustres de l'Éocène et de l'Oligocène du Languedoc, *Ibid.* [4], III, 1903, p. 546-616.
35. J. REPELIN. — Sur l'âge des calcaires tertiaires d'Allauch, *C. R. somm. S. G. F.* [4], XXX, 1930, p. 76-79.
36. G. CORROY et G. DENIZOT. — La Provence occidentale, Hermann, édit., 1943, p. 37.
 — G. DENIZOT. — Les horizons continentaux du Stampien et de l'Aquitanién, *B. S. G. F.* [4], XXIX, 1929, p. 214.
37. F. CATZIGRAS. — L'Aquitanién marin de Carry-le-Rouet, Marseille, 1943.
38. S. GILLET. — La faune oligocène de Pechelbronn, *B. S. G. F.* [5], XIV, 1944, p. 233-246, 2 cartes.
39. M. DREYFUSS. — L'Oligocène inférieur de la Haute-Saône, *Ibid.* [4], XXVI, 1926, p. 351-369.
40. F. ROMAN. — Observations sur les terrains de la rive droite de la Saône entre la vallée de l'Azergues et Mâcon, *Ibid.* [5], I, 1931, p. 711.
41. J. BOUSSAC. — Études stratigraphiques sur le Nummulitique alpin, *Mém. Serv. Carte Géol. France*, 1912.
42. L. MORET. — Géologie du massif des Bornes et des klippen préalpines des Annes et de Sulens (Haute-Savoie), *Mém. S. G. F.*, Nouv. sér., t. X, 1-2, n° 22, 1934.
43. A.-F. DE LAPPARENT. — Études géologiques des régions provençales et alpines entre le Var et la Durance, Thèse, Paris, 1938.
44. Marg. RICHARD. — Contribution à l'étude du bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires. Thèse, *Mém. S. G. F.*, Nouv. sér., t. XXIV, n° 52, 1948.

CONDITIONS LACUSTRES EN MILIEU MARIN

LE DANIEN DE LA PARTIE ORIENTALE DU SILLON NORD-PYRÉNÉEN

PAR **M^{me} Rech-Frollo**¹.

PLANCHES V ET VI.

Le Danien du sillon nord-pyrénéen est désigné sous trois facies calcaires différents :

1° Danien du bassin de l'Adour, à *Nautilus danicus* et *Ananchytes*.

2° Dans la région de Saint-Gaudens, Danien marin à Foraminifères.

3° A l'E de Saint-Gaudens et jusque dans les Corbières, Danien connu sous le facies dit lithographique, et considéré comme lacustre.

Cette note se limite aux conclusions tirées de l'étude pétrographique du Danien « lacustre ».

Celui-ci apparaît aux premiers abords sur le terrain, assez homogène, blanc, fin et pur. C'est la raison pour laquelle on le désigne couramment sous le terme de « calcaire litho ».

En réalité, le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen renferme une assez grande variété de roches dont l'étude pétrographique est du plus grand intérêt.

1. *Variétés minéralogiques* : Les calcaires blancs, à grain fin, qui ont été pris en grande partie pour des calcaires lithographiques, appartiennent à plusieurs familles de roches : *calcaires cryptocristallins*, *calcaires grumeleux* et *pseudoolithiques*, *calcaires microscristallins* et *calcaires grenus*.

Les trois premières familles supposent à leur origine une même vase fine, exempte de tout élément détritique. L. Cayeux a constaté à maintes reprises que les roches de cette nature, procédaient, « à de très rares exceptions près, d'une vase cal-

1. Note présentée à la séance du 12 avril 1948.

caire originellement très fine, comme celle qui a engendré la craie ».

Par contre, le groupe des calcaires microcristallins ou des calcaires grenus n'impliquent pas les mêmes conditions de sédimentation et l'époque de leur formation correspond à des variations du régime établi.

Ces variations sont d'autant plus manifestes que les niveaux de calcaires cryptocristallins sont souvent séparés des niveaux calcaires cristallins par une assise de *micropoudingues calcaires*, de *calcaires à quartz* ou de *grès calcaires* ou encore de *calcaires pseudoolithiques à galets de quartz* ou même de *calcaires silicifiés* ce qui marque encore mieux l'existence de ruptures d'équilibre.

On constate donc au moins trois phases bien distinctes dans l'évolution de la sédimentation alors que l'aspect des roches sur le terrain laisserait supposer une action très homogène.

A ces calcaires blancs, à grains fins, il faut ajouter encore : des *calcaires spathiques*, des *facies de craie durcie*, des *facies pelltiques*, des *pseudobrèches calcaires*, et des *poudingues* (« poudingues fleuris » de la région d'Alet »).

Les calcaires spathiques intriguent un peu. Leur origine n'est certainement pas due à des poussées tectoniques : aucune trace de brisures ni de déformations, les cristaux se moulent les uns les autres régulièrement. En multipliant les coupes, on arrive à voir une transition des calcaires cryptocristallins aux calcaires spathiques. Ce sont des calcaires cryptocristallins renfermant un microorganisme tout à fait particulier, le *Microcodium*. On voit donc : des calcaires cryptocristallins à *Microcodium* et veinules de calcite spathiques, des calcaires cryptocristallins à plages spathiques et finalement des calcaires entièrement spathiques où les individus de *Microcodium* seuls persistent encore au milieu des plages cristallines. L'origine de ces calcaires spathiques réside sans doute dans les phénomènes complexes affectant les sédiments après leur dépôt et qui dans ce cas particulier paraissent être liés à la présence de *Microcodium*.

Toujours aux mêmes phénomènes il convient d'attribuer les pseudobrèches calcaires et les horizons de craie durcie. L. Cayeux désignait sous le terme de métamorphisme général sous-marin l'ensemble de ces phénomènes.

Les poudingues daniens se trouvent surtout dans la région d'Alet où ils atteignent une bonne épaisseur. Ils reposent sur le Maëstrichtien en *couches concordantes*. Les éléments sont poly-

gènes : des variétés de fragments de roches calcaires et de fragments de schistes phyllitochloriteux. Le ciment *est un sédiment* : un calcaire grumeleux à quartz détritique en partie recristallisé.

La proportion de ces différentes familles de roches dans l'ensemble des formations daniennes est la suivante :

Calcaire cryptocristallin.....	environ 27 %	de l'ensemble
Calcaire grumeleux et pseudoolithique	— 15 %	—
Calcaire grenu.....	— 14 %	—
Calcaire microcristallin.....	— 11 %	—
Gràie durcie.....	— 8 %	—
Micropoudingues.....	— 6 %	—
Grès calcaires.....	— 4 %	—
Facies pellitiques.....	— 2 %	—
Poudingues.....	— 2 %	—
Calcaires pseudoolithiques à galets de quartz.....	— 1 %	—
Pseudobrèche calcaire.....	— 1 %	—
Calcaire spathique.....	— 1 %	—
Calcaire lithographique.....	— 1 %	—

II. *Variétés organiques* : Au point de vue microorganique, ces mêmes calcaires daniens se classent comme suit :

Calcaires à Miliolles.....	environ 37 %	de l'ensemble
Calcaire à <i>Microcodium</i>	— 30 %	—
Calcaire à <i>Chara</i>	— 20 %	—
Calcaires à Ostracodès.....	— 5 %	—
Calcaires à Polypiers.....	— 5 %	—
Calcaires à Bryozoaires.....	— 2 %	—
Calcaires à Diatomées.....	— 1 %	—

Les calcaires à Miliolles renferment aussi d'autres Foraminifères (pl. VI, fig. 2) : Textullaires, etc... et parfois aussi des fragments de Mélobésiées (calcaires à Miliolles et Mélobésiées de la région de Foix, etc...)

Les calcaires à Polypiers ne se distinguent en rien à l'œil nu dans l'ensemble des calcaires fins et blancs. Au microscope, la structure typique des Coraux, par contre, apparaît nettement.

Pour les calcaires à Bryozoaires, l'examen à l'œil nu même fait ressortir la présence de nombreux microorganismes ; le microscope montre, en effet, à côté de fragments de Cyclostomes et de Cheilostomes de nombreux débris de test et radioles d'Ourins ainsi que des Foraminifères, Miliolles, Textullaires, etc... (pl. VI, fig. 4).

Les calcaires à *Microcodium* méritent une mention spéciale

(pl. V, fig. 3.). Les contours de ce microorganisme, si micro-organisme il y a, sont très bien dessinés dans les plaques minces. Dans J.-v. Pia on trouve la description détaillée du genre d'après Gluck¹ qui l'a décrit pour la première fois : il s'agit d'une Codiacee, *Microcodium* GLUCK. Pourtant J.-v. Pia doute que *Microcodium* soit vraiment un Codiacee tant qu'on n'a pu trouver la trace des tubulures, ce qui paraît difficile, les individus étant toujours entièrement recristallisés. On a vu le rôle que paraît avoir joué les *Microcodium* dans la genèse des calcaires spathiques.

Les calcaires à *Chara* sont des calcaires cryptocristallins. Enfin, les échantillons à Diatomées ou Ostracodes apparaissent comme des exceptions : les individus sont clairsemés dans un fond microcristallin et assez mal conservés.

III. *Répartition sur le terrain* : Les différentes variétés minéralogiques de calcaires daniens témoignant de conditions de sédimentation changeantes ont une répartition caractéristique dans les coupes étudiées sur le terrain. En règle générale, le sommet du Danien est beaucoup plus homogène que sa base ; en partant des Corbières et jusqu'aux environs de Saint-Gaudens, les couches supérieures du Danien sont homogènes — calcaires blancs fins, avec les variétés minéralogiques décrites — alors que les horizons inférieurs offrent des changements de faciès importants, non seulement verticalement mais aussi en se déplaçant d'W vers l'E : poudingues fleuris dans la région d'Alet, micropoudingues et grès calcaires pl. V, fig. 1) dans la région de Rivel (Aude) au Dreuilhe, faciès de craie durcie et remaniée au Mas d'Azil, craie durcie et grès calcaires à Sainte-Croix-Volvestre, dans les Petites Pyrénées.

Les problèmes posés par la répartition des faciès organogènes des calcaires daniens sont d'un intérêt tout particulier.

Les calcaires à Miliolles se rencontrent sur le terrain à partir de la région de Foix. Dans la coupe d'Arabaux à Pradières, dans un affleurement de Danien avant d'arriver au village d'Arabaux, on trouve des calcaires blancs fins, grumeleux, renfermant des Miliolles menus, à test fin, clairsemés dans les préparations microscopiques (pl. VI, fig. 1). Au même endroit, quelques dizaines de mètres plus haut dans la série, parmi des horizons de calcaires cryptocristallins à *Chara*, une intercalation d'une couche du même calcaire, mais à Polypiers.

1. P. 60.

Dans la région de Sainte-Croix-Volvestre (Ariège) on trouve des calcaires renfermant des Miliolites aux environs de Lasserre; sur la route de Sainte-Croix à Cazères des calcaires à Polypiers s'intercalent dans les niveaux à *Microcodium*. Sur la coupe du Plan à Crabé les niveaux à Polypiers sont compris dans les horizons de craie durcie et la série danienne se termine par des calcaires cryptocristallins à *Microcodium*. La coupe du Danien à la Tour d'Ausseing est très riche en calcaires à Miliolites auxquelles s'ajoutent des débris d'Oursins et des Bryozoaires (pl. VI, fig. 2).

Ces horizons à microfaune franchement marine alternent régulièrement sur le terrain avec des niveaux de calcaires très purs, sans aucune trace de débris organiques, mais accusant des phénomènes de remaniement sur place ou de silicification.

La répartition des faciès organogènes et minéralogiques, dans la région de Saint-Gaudens, est à retenir.

Les variétés minéralogiques, calcaires cryptocristallins, pseudolithiques ou calcaires cristallins, sont les mêmes ici que dans toute la partie orientale du bassin. Les variétés à microfaune franchement marine ne forment plus, dans la région de Saint-Gaudens, des horizons *intercalés* parmi des formations d'eau douce, mais des *îlots* de plus ou moins grande étendue : ainsi, en se déplaçant sur le terrain, on trouve : à Lieoux des calcaires spathiques et des calcaires grenus à Miliolites ; à Laffitte-Toupière par contre, rien de franchement marin, mais des calcaires cryptocristallins à *Microcodium* identiques à ceux du Mas d'Azil, du Dreuilhe, etc..., ou bien encore des calcaires spathiques ou des calcaires gréseux. A Saint-Loup, la microfaune est franchement marine : les calcaires cryptocristallins renferment des Bryozoaires, des Cocolithophoridées et des Miliolites. A Blajan, presque tous les échantillons pris dans la carrière renferment des Miliolites.

CONCLUSIONS.

Contrairement à ce qu'on pense, le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen offre une grande variété pétrographique de roches. Les calcaires lithographiques sont des exceptions. Le régime sédimentaire comprend une phase mouvementée vers la base engendrant des poudingues à l'extrême bord E du bassin au contact du Mouthoumet, des micropoudingues un peu plus à l'W et enfin des horizons de craie durcie avec phénomènes de remaniement dans la région du Plantaurel et des Petites Pyrénées. En remontant dans la série, la sédimentation

devient plus homogène (formation de calcaires fins). Ici, néanmoins, il faut distinguer un régime analogue à celui de la craie — sédimentation rapide, peu profonde, milieu pur et agité — qui a engendré les calcaires cryptocristallins et une sédimentation différente de celle-ci où la calcite a pu cristalliser plus librement et qui a donné des calcaires microcristallins correspondant vraisemblablement à une période où le calcaire se formait par précipitation directe. Les deux séries sont souvent séparées, on l'a vu, par des niveaux de grès calcaires, de micropoudingues ou de pseudobrèches.

La présence de Foraminifères marins, de Polypiers, de fragments d'Echinodermes et de Bryozoaires revêt une trop grande importance — presque la moitié de l'ensemble des débris organiques, environ 47 % — pour qu'elle soit regardée comme un simple accident. On sait que des Foraminifères marins ont été signalés à plusieurs reprises dans les dépôts lacustres par L. Cayeux [2], Y. Milon [3], J. Bourcart [4] et moi-même [6]. Les interprétations données par J. Bourcart et qui expliquent la présence de Foraminifères marins dans le calcaire de Saint-Ouen à Rueil [4], ou dans celui du bassin de la Loire [5], ne peuvent s'appliquer au Danien des Pyrénées : la distance était trop grande du bassin de l'Adour à la région de Foix pour que l'écume de la mer puisse entraîner des Foraminifères au loin, de même que les caractères morphologiques des individus — test très fin, entièrement conservé, sans aucune trace d'usure — ne concordent nullement avec des phénomènes de remaniement.

J'ai été amenée à envisager une autre hypothèse pour expliquer la présence d'une si abondante microfaune marine dans les calcaires du Danien des Pyrénées.

L. Cayeux [2]¹ en citant beaucoup d'exemples s'arrête sur le fait que l'eau des rivières qui se jette dans la mer, « étant plus légère que l'eau salée, surnage cette dernière et reste à sa surface jusqu'à une distance assez considérable. Par suite, elle se trouve exposée à une évaporation aussi abondante que les eaux d'un lac, et l'espace sur lequel se répand l'eau douce, à la jonction des grands fleuves et de la mer, peut être comparé sous le rapport de l'étendue à celui qu'occupent les lacs d'une très grande importance », « la condition lacustre ou sub-lacustre peut donc exister sur de grandes étendues à la surface de la mer ». Ceci expliquerait en même temps l'association de microfaunes marines et lacustres et la genèse des variétés minéralogiques à caractère

1. P. 13-14.

lacustre des dépôts calcaires daniens de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen.

En effet, si on jette un coup d'œil sur une esquisse paléo-océanographique du Danien du sillon nord-pyrénéen, on s'aperçoit qu'à partir de la région de Saint-Gaudens, le bras de mer se trouve étroitement serré entre le bâti central pyrénéen et le bâti de la Montagne Noire-Mouthoumet. On conçoit aisément qu'un grand apport d'eau douce existât grâce aux fleuves descendant de ces deux chaînes et qui devaient transformer ce golfe de la fosse aturienne en une mer à conditions lacustres très accentuées, voir même par moment en un véritable lac. L'histoire de la mer Baltique [7], [8], par exemple pourrait donner une idée des phénomènes qui ont abouti à la formation des calcaires daniens de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen.

OUVRAGES CONSULTÉS

1. J.-v. PIA in HIRMER. — Handbuch der Paleobotanik, Berlin, 1927.
2. L. CAYEUX. — Les roches carbonatées, Masson, Paris, 1935.
3. Y. MILON. — Sur la présence de Globigérines dans le Bathonien de la Sarthe. *CR. Ac. Sc.*, 16 juin 1930.
4. J. BOURCART et R. SOYER. — Sur la présence de fossiles marins dans les calcaires de Saint-Ouen. *C. R. somm. S. G. F.*, 4, p. 98, 1944.
5. J. BOURCART. — Recherches sur quelques calcaires lacustres du Bassin de la Loire. *B. S. G. F.*, (5), XVI, 1946, p. 331-344.
6. M^{me} RECH-FROLLO. — Variations pétrographiques dans le Stampien lacustre d'Aquitaine. Calcaires roses de Cieurac (Lot). *C. R. somm. S. G. F.*, p. 69, 1944.
7. ED. LE DANOIS. — L'Atlantique. Histoire et vie d'un Océan. Albin Michel, Paris, 1933.
8. CAMILLE VALLAUX. — Géographie générale des Mers, Félix Alcan, Paris.

EXPLICATION DES PLANCHES V ET VI

PLANCHE V.

- FIG. 1. — Micropoudingue calcaire, polygène de la région d'Alet.
 FIG. 2. — Calcaire cryptocristallin à *Chara*. Coupe de Rivel (Aude).
 FIG. 3. — Calcaire cryptocristallin à *Microcodium* Glück. Coupe de Rieubach — région du Mas d'Azil.
 FIG. 4. — Calcaire cryptocristallin à Miliolles et Dasycladacées. Coupe de Las-serre (environs de Sainte-Croix-Volvestre).

PLANCHE VI.

- FIG. 1. — Calcaire grumeleux à Miliolites (a.) Coupe d'Arabaux (région de Foix).
- FIG. 2. — Calcaire à Foraminifères et Dasycladacées. Coupe de la Tour d'Ausseing.
- FIG. 3. — Calcaire pseudoolithique à Miliolites. Carrière de Blajan (environs de Saint-Gaudens).
- FIG. 4. — Calcaire à Bryozoaires. Coupe de Saint-Loup (environs de Saint-Gaudens).
-

ÉTUDE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION SUD D'ORCHAMPS-VENNES.

LES CHEVAUCEMENTS DU MONT-MIROIR
ET DU CIRQUE DE N.-D.-DE-CONSOLATION¹

PAR **A. Robaux**².

L'existence d'accidents dans la région de Fuans était déjà soupçonnée par Kilian. La carte géologique au 1/80.000^e, qu'il a levée, signale, en effet, une faille qui affecte la série du Kimmeridgien au S de Fuans et qui tend à expliquer l'épaisseur exagérée de cet étage et ses pendages anormaux.

En fait, la structure géologique est plus compliquée. La série des terrains visibles dans la zone rapportée au Kimmeridgien va du Séquanien au Crétacé, aussi la nouvelle édition de la feuille d'Ornans présente-t-elle dans cette région d'importantes modifications par rapport à l'ancienne feuille.

J'en ferai la description de l'E vers l'W, en distinguant quatre secteurs :

1° Boutonnière du Haut-Dessoubre, fin du chevauchement du Mont-Miroir, début du chevauchement du cirque de N.-D.-de-Consolation.

2° Cirque de Notre-Dame-de-Consolation.

3° S de Fuans.

4° Fin de l'accident (partie W).

D'une manière générale, l'accident se développe de la façon suivante :

Dans la région de Plambois-du-Miroir, il s'agit simplement d'une faille verticale ou sub-verticale qui a son point de départ à 3 km au S du chevauchement décrit par Nordon³ sur la rive droite du Dessoubre. C'est donc un relais des accidents décrits

1. La présente note a été rédigée lors de la rédaction de la 2^e édition de la feuille d'Ornans de la Carte géologique de France au 1/80.000^e. Le lecteur voudra bien se reporter à cette feuille qui indique, dans la mesure où la mauvaise base topographique le permet, le passage de ces accidents.

2. Note présentée à la séance du 2 février 1948.

3. NORDON. Carte géologique du Plateau de Maiche (Doubs). *B. S. G. F.* (4), XXVIII, 1928. — Étude tectonique de la partie occidentale du Plateau du Maiche (Doubs). *Ibid.*

par Nordon, mais tout différents de ceux-ci et encore inconnus jusqu'à cette révision.

Vers Mont-de-Laval, le début du chevauchement se devine déjà, bien que le Kimmeridgien s'étende au N et au S de l'accident. En effet, les pendages indiquent le commencement d'une zone de chevauchement et, plus loin, les prés qui dominent le cirque de Notre-Dame-de-Consolation sont constitués par du Séquanien fossilifère qui repose horizontalement sur les énormes séries des calcaires kimmeridgiens du cirque.

L'accident se continue vers le SW : au grand coude de la route nationale de Morteau à Besançon, on trouve une série comprenant du Portlandien et du Crétacé recouverts par les calcaires du Rauracien ou encore par une série de calcaires indéterminables, probablement séquaniens-kimmeridgiens. Une faille vient donner à ces calcaires une position d'écaille.

Le chevauchement se poursuit au S de Fuans et, vers l'W, il se traduit par une faille qui se perd dans les calcaires du Jurassique supérieur de la région N de Longemaison.

Cet accident important est accompagné de petites failles, en particulier dans la boutonnière du Haut-Dessoubre où l'on trouve la fin du chevauchement du Mont-Miroir tel que Nordon l'avait décrite. L'étude détaillée de cette boutonnière, à la faveur d'excellentes cartes topographiques, m'a permis de modifier un peu l'interprétation de Nordon, pour ce qui concerne la fin de l'accident ; le chevauchement qu'il avait découvert se termine de l'autre côté du Dessoubre et il s'y ajoute plusieurs failles qui se placent entre ce chevauchement et celui du cirque de N.-D.-de-Consolation.

Je commencerai ici par analyser la fin du chevauchement décrit par Nordon, puis j'étudierai les failles de la boutonnière du Haut-Dessoubre, enfin le développement du nouveau chevauchement découvert.

1° Le secteur de Plaimbois-du-Miroir — Mont-de-Laval. (Boutonnière du Haut-Dessoubre vers Mont-de-Laval). Cette région que j'appelle « boutonnière du Haut-Dessoubre » est une magnifique entaille de l'érosion qui a révélé ainsi une structure assez compliquée dans les divers terrains car les failles se présentent avec des orientations diverses entre les accidents majeurs qu'il est difficile parfois de discerner les uns des autres.

La très belle étude que Nordon a faite sur le Dessoubre va servir de point de départ à l'analyse de cette région et concernera l'accident majeur du Nord de la boutonnière, l'accident

majeur *du Sud* est le chevauchement qui nous intéresse (v. N, D des coupes).

D'après Nordon, nous savons qu'une ligne de contact anormal se poursuit depuis la région de Maiche, sur la rive droite de Dessoubre, faisant chevaucher très régulièrement le Rauracien ou le Séquanien sur le Kimmeridgien horizontal du versant S de la vallée; divers affleurements de l'Oxfordien qui apparaît localement sous le Rauracien, jalonnent d'une manière très précise ce bel accident : le dernier de ces témoins se place au N de Plaimbois, dans le vallon de la Verpillière.

Jusqu'à ce point, les levés exécutés par Nordon ne subiront guère de modifications mais les rectifications commencent à partir de cette transversale.

En effet, vers l'W du vallon de la Verpillière, le Rauracien recouvrant l'Oxfordien dont il vient d'être question, s'inscrit entre deux failles puis, redressé à la verticale, il descend jusqu'au fond de la vallée du Dessoubre et disparaît sous la rivière en passant à l'horizontale. Ce Rauracien appartient au flanc N d'un anticlinal dissymétrique,

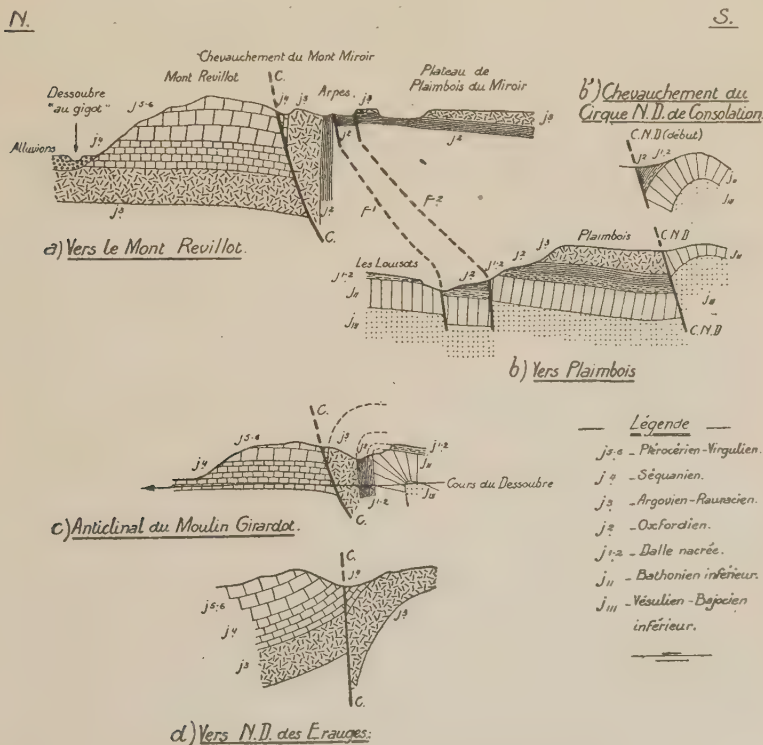


FIG. 1. — Schéma du dispositif des couches en travers des accidents de la boutonnière du Dessoubre.

bien net dans la boutonnière, révélant en son centre la série jusqu'au Vésulien.

Ces deux failles sont (F_1 et F_2 de la coupe 1) les failles de la Roche-du-Miroir. Nordon pensait que le chevauchement du Mont-Miroir venait mourir dans la faille du N, à l'époque, il ignorait la seconde faille.

Plaqué contre ce Rauracien vertical, on trouve le Séquanien bien visible au coude de la route, au rocher de l'Aigle. Selon le plan du Séquanien supérieur existe une faille verticale qui met contre ce terrain, la série horizontale du Jurassique supérieur du Revillot. C'est ici que je fais passer la fin du chevauchement du Mont-Miroir et comme il existe un anticlinal pincé et déversé dans la série chevauchante, on peut dire que le chevauchement décrit par Nordon se traduit ici par un pli faille. C'est le pli faille du Moulin Girardot (fig. 1, c).

Passons le Dessoubre au gué du Moulin et remontons sur le versant opposé, dans le bois de « Sous-la-Côte », en direction de N.-D.-des-Érauges. Les séries horizontales : Rauracien, Séquanien, Kimmeridgien se poursuivent et sont la suite des séries du Révillot, mais un banc vertical vient à nouveau vers le S se présenter en face des couches horizontales; il est constitué par du Rauracien qui prolonge exactement le Rauracien vertical de la rive droite et il est recouvert à son tour par du Séquanien qui vient aboutir à la région des Érauges. Nul doute sur l'âge de ce dernier terrain près de N.-D.-des-Érauges car des calcaires à *Astarte minima*, les points d'eau et les marécages qu'on trouve au bord de la route forestière le caractérisent suffisamment.

A partir de ce moment, ce Séquanien, qui sur toute la partie haute du plateau se trouve au contact du Kimmeridgien faiblement relevé vers le S, tend à reprendre un pendage normal qui lui permet de passer sous le Kimmeridgien. Dès lors, le pli faille se transforme en faille verticale pendant quelques centaines de mètres puis cesse d'être visible (fig. 1, d).

Revenons un instant à l'anticlinal qui détermine le pli faille. J'avais décrit son flanc N au contact de la faille mais de même que le flanc N, le flanc S de l'anticlinal est bien visible dans la boutonnière du Haut-Dessoubre.

En effet, l'anticlinal est nettement marqué sur la rive droite; une très belle charnière se voit au bord de la route nationale montrant le Vésulien constitué par des calcaires bleutés, une petite faille affecte la partie N de cet affleurement (fig. 1, c).

Ce Vésulien est entouré par les calcaires massifs du Bathonien qui décrivent une voûte parfaite quoique légèrement déversée au N. Le flanc N de ce Bathonien est vertical et se continue par du Callovien, de l'Oxfordien qui forment une très jolie vallée d'une vingtaine de mètres de largeur, puis par le Rauracien vertical et le Séquanien décrits ci-dessus.

Le flanc S de l'anticlinal a, au contraire, un pendage très doux et la dalle qui enveloppe la coupole bathonienne s'étend sur une large surface, bien visible de tous les points de la boutonnière où se sont installés les hameaux des Cerneux et des Louisots.

Sur la rive gauche du Dessoubre, l'allure anticlinale est également très nette, elle est soulignée par une arête de Bathonien qui prolonge exactement l'arête de la coupole de la rive droite, mais la retombée N de l'anticlinal est cachée par des éboulis, peut-être est-elle affectée de failles, en tous cas le Rauracien vertical décrit ci-dessus aux abords de la grande faille est presque en contact avec le Jurassique moyen. La série Oxfordien et Callovien n'a pu être décelée comme sur la rive opposée. C'est là, d'ailleurs, un détail que la masse d'éboulis peut suffire à expliquer.

En résumé, il existe au Moulin Girardot un anticlinal dissymétrique, son flanc S a un pendage assez faible, voire même nul, son flanc N se replie brusquement à la verticale et se déverse localement en venant buter contre les terrains horizontaux de la série normale du Revillot ou de N.-D.-des-Érauges.

Entre ce pli faille du Mont-Miroir — Moulin Girardot et le chevauchement de N.-D.-de-Consolation qui sera décrit ci-après, existent deux failles (F_1 et F_2 , fig. 1). Elles viennent affecter le flanc S de l'anticlinal du pli faille. En effet, à l'E des Louisots, le Bathonien subhorizontal du flanc S se trouve en contact de l'autre côté d'un vallonnement avec la dalle callovienne (F_1) et 300 m plus à l'E, l'Oxfordien qui surmonte ce Callovien se trouve en contact avec du Bathonien (F_2).

Il existe donc deux failles parallèles abaissant en touche de piano un compartiment formé par de l'Oxfordien et du Callovien (et à la Roche du Miroir, le Rauracien), ces deux failles viennent passer au N et au S de la colline des Arpes, à l'W de la Roche du Miroir. Elles sont visibles de tous les points du cirque.

Cette colline des Arpes est ainsi encadrée par les deux failles qui mettent le Rauracien en relief contre deux Oxfordiens. Plus loin, les deux failles viennent se perdre dans l'accident majeur du Dessoubre.

L'étude de Nordon assez rapide dans cette région, avait trouvé, dans cette série de failles, une terminaison au chevauchement.

Le chevauchement du Mont-Miroir est maintenant décrit et nous l'avons vu disparaître vers l'W. Les failles de son cortège meurent dans la boutonnière du Haut-Dessoubre. Il convient maintenant d'étudier le plateau qui, au SE, domine la boutonnière. Nous parvenons à Plaimbois-du-Miroir où se trouve un nouvel accident très important : le chevauchement de N.-D.-de-Consolation, relais du chevauchement du Mont-Miroir (fig. 1, b).

En effet, si depuis le Bathonien dont il a été question en dernier lieu et qui est au contact de F_2 , on fait une coupe en direction des fermes de La Seigne ou même à la sortie E de Plaimbois-du-Miroir, on trouve la série suivante :

Les versants de la boutonnière sont constitués par une série normale allant jusqu'au Rauracien, bien connu, de Plaimbois-du-Miroir avec les séries fossilifères qu'on y a déjà décrites mais, aux fermes des Fougues, ce Rauracien vient buter contre un anticlinal formé par du Bathonien, du Callovien et de l'Oxfordien ; c'est l'anticlinal de Saint-Jullien — décrit par Nordon et qui fut suivi depuis plus de 15 km au NE — qui se trouve brusquement sectionné par une faille. C'est en réalité et à mon avis le départ du chevauchement du cirque de N.-D.-de-Consolation (C_{ND} de la fig. 1).

L'accident est encore bien net à la dernière maison de Plaimbois-du-Miroir, près du calvaire à la sortie E du village où l'on peut voir le Séquanien à *Astarte* en contact avec un Oxfordien fossilifère. Nous sommes au point de départ d'un accident qui va désormais se suivre sur plus de 20 km.

Ce point de départ exact ne peut être trouvé dans les prés de l'E de Plaimbois, mais ce nouvel accident doit commencer très près du chevauchement du Mont-Miroir qui passe à 2.000 m de là.

A 1 km au S de la ferme des Fougues, à l'E du village de Montbéliardot, existent des ravins très pittoresques dans lesquels passent les routes qui mènent au plateau. Dans ces ravins, on peut soupçonner l'existence d'accidents importants par la présence de lames verticales au contact de couches horizontales ; il est difficile de distinguer l'accident majeur des petites failles de détail qui doivent l'accompagner en ce point, force nous est donc de schématiser les accidents en un seul qui a l'aspect suivant :

Au Moulin du Bois, sur le Séquanien à faible pendage vers le SE existe un éperon de Rauracien abaissé par rapport aux calcaires séquanien du coteau de « la Côte ». A 1 km plus au SW, vers Les Chaucheux, le même dispositif se présente, mais ici, c'est le Kimmeridgien qui prend localement contre la faille une position verticale. Peut-être ne s'agit-il que d'une écaille, mais tout concorde à montrer, dans cette région, l'existence d'un accident qui prolonge très exactement la faille précédente et qui tend à faire chevaucher le Rauracien du Moulin du Bois et, par conséquent, tout ce qui le recouvre, c'est-à-dire le Kimmeridgien de Montbéliardot, sur le Rauracien ou le Séquanien qui forme la série normale du versant E de la boutonnière du Haut-Des-soubre.

C'est alors qu'on commence à discerner nettement la présence d'un chevauchement.

Au S de Mont-de-Laval, le grand plateau kimmeridgien ne permet

pas de suivre exactement le passage de l'accident, toutefois, la distance qui sépare le dernier point connu au NE du premier visible au SW est à peine de 1.500 m. Or, sur ce faible parcours, un indice nous montre la présence d'un accident important : c'est la présence de zones de broyage coupant les séries horizontales du N et du S.

D'autre part, vers La Seignotte (2 km W de Luhier) le pendage vers le SE fait apparaître sur le Kimmeridgien : le Portlandien en plaquettes, puis le Purbeckien gypseux (avec anciennes carrières de gypse), enfin le Crétacé inférieur avec les calcaires roux, les niveaux marneux et marécageux, etc...

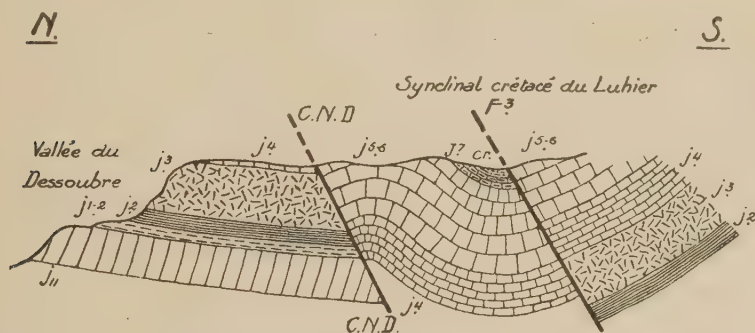


FIG. 2. — Schéma du dispositif des couches du chevauchement depuis la vallée du Dessoubre jusqu'au Luhier.

Légende : Cr : Marnes et sables. j⁷ : Portlandien. j⁵⁻⁶ : Ptérocérien-Virgulien. j⁴ : Séquanien. j³ : Argovien-Rauracien. j² : Oxfordien. j¹⁻² : Dalle nacrée. j¹¹ : Bathonien inférieur.

Au delà du Crétacé, le synclinal remonte, on retrouve le Purbeckien, le Portlandien lui-même affecté d'une faille (F_a, fig. 2), puis le Kimmeridgien du S de Luhier.

Étant donné les pendages assez faibles qu'on peut voir dans la partie N du synclinal, il est difficile de faire passer la série kimmeridgienne entre le Séquanien de la boutonnière du Haut-Dessoubre et le Portlandien de La Seignotte.

L'accident se poursuit donc en gardant les mêmes rejets. C'est dans la zone indéchiffrable et très cassée du plateau kimmeridgien que je fais passer la limite du premier secteur Plaimbois-du-Miroir — Mont-de-Laval.

2° *Le cirque de Notre-Dame-de-Consolation.* (Boutonnière du Haut-Dessoubre, vers les sources du Dessoubre.) Le deuxième secteur intéresse le plateau qui entoure et domine le cirque de N.-D.-de-Consolation.

Continuant la description de l'accident en le suivant pas à pas,
18 décembre 1948. Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 9

je reprendrai l'étude au moment où le chevauchement tendait à être difficilement perceptible dans le plateau kimmeridgien de Mont-de-Laval.

A 1 km au SW de la Seignotte, vers les Champs Raccordons, on trouve des affleurements d'un calcaire très blanc dans lequel nous avons cherché en vain des *Astarte*.

Il est certain toutefois qu'il s'agit bien du Séquanien car la nature des calcaires, l'allure des champs, les points d'eau qu'on y trouve sont autant de raisons d'affirmer la présence des calcaires marneux caractéristiques de cet étage, d'autant plus que dans le prolongement exact de cette bande de terrain, plus à l'W, j'ai pu recueillir des fossiles en place, au cours d'une excursion où je conduisais dans ces régions les élèves de l'Université de Nancy.

Or, ce Séquanien des Champs Raccordons se place, avec un faible pendage au S, par-dessus les très beaux calcaires horizontaux kimmeridgiens qui forment le cirque si pittoresque de N.-D.-de-Consolation. Le chevauchement se confirme donc, et le plan de contact est

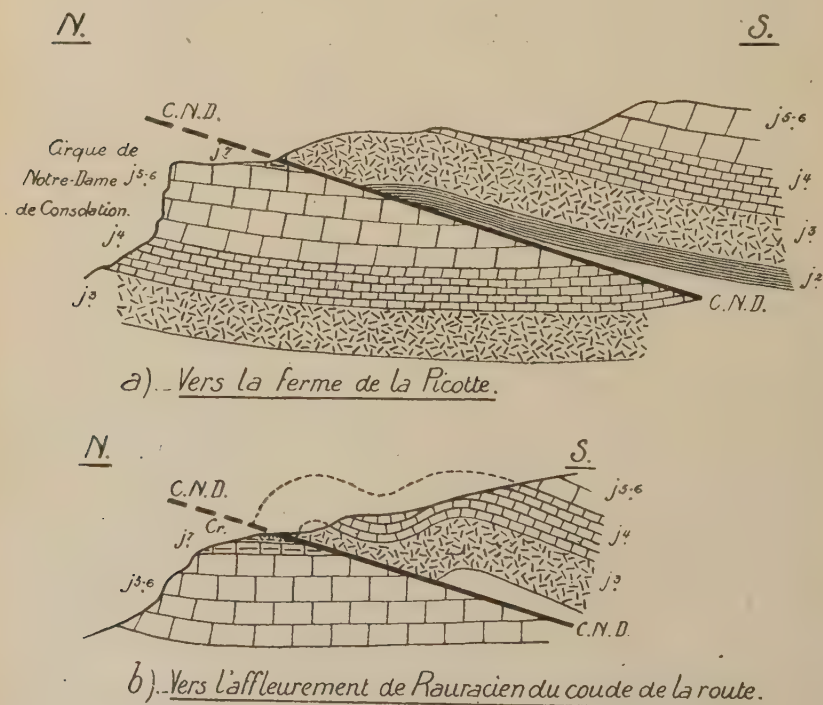


FIG. 3. — Schéma du dispositif des couches au-dessus du cirque de Notre-Dame-de-Consolation.

Légende : Cr : Marnes et sables. j^7 : Portlandien. j^{5-6} : Ptérocérien-Virgulien. j^4 : Séquanien. j^3 : Argovien-Rauracien. j^2 : Oxfordien.

devenu ici subhorizontal, le point de passage exact se situe à 200 m environ au S de la ferme de « La Picotte » qui est placée presque à l'arête dominant le cirque de N.-D.-de-Consolation.

Dès lors, le chevauchement devient de plus en plus indiscutable. Au coude de la route après la ferme de Sur-les-Geys, un petit anticlinal affectant la série chevauchante laisse apparaître un Rauracien fossilifère comportant des Polypiers, des Oursins (*Cidaris florigemma*), des Radioles, etc... Ce Rauracien se place donc en position subhorizontale, exactement au-dessus du ravin dans lequel affleurent les calcaires horizontaux du Kimmeridgien. Ceux-ci qui, jusqu'à présent, étaient seuls représentés dans la série en place, se trouvent maintenant recouverts par le Portlandien et par les calcaires roux et les marnes du Crétacé inférieur. A 300 m environ du coude de la route où se trouve une carrière de Rauracien, on peut voir dans les champs, des mares, des calcaires roux avec traces de Bivalves et des marnes noires ou verdâtres qui appartiennent bien au Crétacé inférieur (fig. 3, b).

Cette bande de Crétacé qui était *inconnue jusqu'à mes levers* et qui repose sur la série Jurassique supérieur d'Orchamps-Vennes va se poursuivre sur 8 km environ, constamment à la même altitude. Elle est dominée par une série parfois renversée et constituée par du Jurassique supérieur; le chevauchement existe donc bien ici.

Ce coup d'œil jeté sur l'affleurement du Crétacé, il convient de revenir à la transversale du cirque de N.-D.-de-Consolation pour compléter l'étude des terrains en place et des terrains chevauchants.

Nous avons vu que le Kimmeridgien horizontal forme le cirqué, ou plutôt les cirques de N.-D.-de-Consolation, car il existe au Rocher Sainte-Catherine et sous le lieu dit « Chez Tisserand » une série d'autres cirqués. On trouve normalement plus bas le Séquanien parfaitement horizontal, puis le Rauracien sur lequel est construit le séminaire de N.-D.-de-Consolation, enfin la série du Jurassique moyen qui nous ramène jusqu'en amont du Moulin Girardot.

Il y a lieu de remarquer que sur les bancs les plus élevés du cirque de N.-D.-de-Consolation, au-dessus de la grotte de Lancot, les calcaires sont affectés de replis assez violents, on a même l'impression que sur les bancs horizontaux sous-jacents, certains bancs calcaires ont glissé, réalisant ainsi un petit chevauchement. Bien que ces bancs soient d'un accès extrêmement dangereux, j'ai pu me rendre compte que la ligne principale de chevauchement ne passait pas à cet endroit. Depuis le balcon naturel de « la Roche du Prêtre », on peut d'ailleurs voir sur une certaine tranche de terrain le développement de ces plis de détail.

Je considère donc qu'il s'agit là probablement d'écailles ayant cédé sous l'effort du chevauchement, le plan de glissement étant constitué par un banc quelconque de la série calcaire du Kimmeridgien supérieur.

Au S de l'accident, les terrains chevauchants réalisent un dispositif extrêmement simple :

Le petit anticlinal qui fait apparaître le Rauracien fossilifère du coude de la route s'abaisse rapidement vers le S. Les emprunts de la route nationale et de l'embranchement du chemin communal de Luhier montrent un Séquanien très tranquille, pendant vers le S.

A La Baraque, le Kimmeridgien recouvre normalement le Séquanien ; les champs humides et les prés à jonquilles disparaissent. Un petit talus d'une cinquantaine de mètres de hauteur, que la route attaque obliquement, montre le Kimmeridgien tout à fait tranquille ; on le suit désormais et presque sans interruption sur tout le plateau qui domine Morteau. En dehors du chevauchement proprement dit, rien le long de la route dans le cirque de N.-D.-de-Consolation ou dans le plateau qui domine Maiche, ne laisse percevoir un effort tectonique aussi important que celui qui affecte la fin du plateau.

La règle générale se confirme selon laquelle les plis du Jura se sont installés brusquement tandis qu'au N et au S les terrains apparaissent parfaitement tranquilles.

3° *La région Sud de Fuans.* Cette région se soude intimement à celle du cirque de N.-D.-de-Consolation.

Je fais partir la description de la transversale où se trouve le petit anticlinal rauracien que matérialise si bien le chevauchement, et étudierai successivement le tracé du chevauchement, puis les terrains chevauchants, enfin les terrains en place sous le chevauchement.

La ligne de chevauchement bien qu'alternativement très nette ou voilée par l'intensité des plis, ou encore cachée par les éboulis, se poursuit cependant d'une façon continue jusqu'à 5 km à l'E de Fuans.

A l'entrée du secteur de Fuans, nous avons vu qu'un petit anticlinal formé de Rauracien dominait des couches crétacées horizontales. Le passage de l'accident à ce point est facile à préciser. Un peu à l'W, il n'en est plus de même, car au bord de la route, les séries présentent des pendages en tous sens mais surtout vers le S et rien ne permet de faire passer avec exactitude le contact anormal. On voit simplement qu'il y a là une zone extrêmement bouleversée ayant subi par conséquent de graves effets tectoniques.

Les calcaires massifs ne peuvent être déterminés avec précision, mais il s'agit très probablement du Jurassique supérieur. Dès lors, quelle position peuvent-ils avoir ? Ou bien il s'agit d'une écaille poussée en avant du chevauchement ou bien c'est la série renversée d'un synclinal comportant, au centre, du Crétacé. Cette seconde hypothèse suppose l'existence de Portlandien entre le Crétacé et les calcaires massifs, or nulle part, sauf en des endroits très discutables, je n'ai vu cette formation surmonter le Crétacé. Je considère qu'il y a là une écaille entre deux lignes de contact anormal dont l'une est le chevauchement. M. Fallot, qui a bien voulu revoir avec moi ce secteur qu'il m'avait chargé d'étudier, s'est rangé à cette opinion.

Sur le 1/80.000^e j'ai donc tracé deux accidents (F₄ et C. N. D, de la fig. 4), peut-être des travaux de route révéleront-ils un jour que l'hypothèse d'un synclinal à flanc S renversé était exacte. De toute façon l'absence de Portlandien impliquera une faille entre ce Crétacé et les calcaires massifs qui le surmontent.

Cette structure tectonique se développe depuis le coude de la route jusqu'au vallon de Fuans. A cet endroit la coupe est très nette. Avant de la décrire il convient de signaler que la route qui monte de Fuans vers le col, coupe obliquement le Crétacé, et que celui-ci est bien

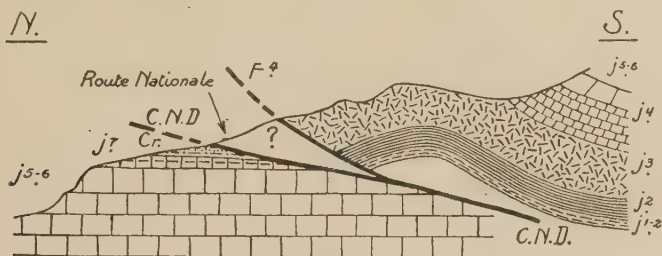


FIG. 4. — Schéma du dispositif des couches à l'E de Fuans.

Légende : Cr : Marnes et sables. j⁷ : Portlandien. j⁵⁻⁶ : Pétrocérien-Virgulien. j⁴ : Séquanien. j³ : Argovien-Rauracien. j² : Oxfordien. j¹⁻² : Dalle nacrée.

visible sous forme de marnes vertes ou noires et de calcaires roux à plusieurs emprunts de cette route.

En montant le ravin de Fuans, on coupe successivement les bancs terminaux du Kimmeridgien, puis le Portlandien en plaquettes. Le pendage est faible au S sauf localement où les efforts tectoniques se sont traduits par de brusques reploiements des couches, particulièrement du Portlandien. Le torrent est encaissé entre deux falaises de rochers.

A environ 400 m du débouché, on parvient à un replat où le torrent n'est plus encaissé et où passe un sentier de montagne. Au bord de ce sentier, les calcaires roux et les marnes du Crétacé déterminent des mares et donnent naissance à des sources alimentant Fuans.

Ce Crétacé, qui dessine dans ce ravin un rentrant horizontal très important, se présente sous une falaise verticale constituée par du Rauracien qui pend *vers le N*; ici donc, la série des calcaires massifs, c'est-à-dire l'écaille, a disparu et le chevauchement met en contact le Rauracien sur le Crétacé; telle est la coupe du ravin sur la rive droite.

Sur la rive gauche au contraire, on distingue deux replats : le premier s'est taillé sur le Portlandien dans le Crétacé qu'on peut voir dans le talus en bordure du replat. Au-dessus de ce talus se trouve un second replat constitué par des calcaires massifs pendant au S et d'âge indéterminable, ils sont identiques aux calcaires massifs du coin, (C. N. D, fig. 5), et tout porte à croire que cette complication tecto-

nique se retrouve ici. La disparition momentanée de ce coin est du reste une raison supplémentaire de croire à son existence.

La bande de Crétacé passe donc exactement entre les deux replats, sa position horizontale est très nettement visible. Au débouché du ravin, rive gauche, le Crétacé continue toujours en position horizontale et affleure par conséquent dans les pentes qui dominent Fuans; ce coude à angle droit décrit par le Crétacé recouvert par un replat de calcaires confirme l'existence d'un chevauchement. L'accident que nous avons quitté sous les rochers abrupts du Rauracien se poursuit vers le SW, dans un vallonnement à la limite du replat des calcaires massifs dont il vient d'être question et l'on arrive ainsi à la route qui monte de Fuans vers le plateau.

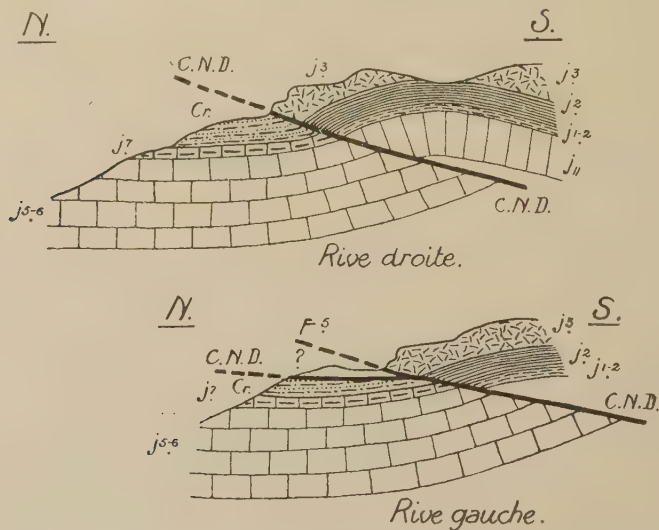


FIG. 5. — Schéma du dispositif des couches selon le ravin au S de Fuans.

Légende : Cr : Marnes et sables. j7 : Portlandien. j5-6 : Pterocrien-Virgulien. j3 : Argovien-Rauracien. j2 : Oxfordien. j1-2 : Dallé nacrée. j11 : Bathonien inférieur.

A 1 km environ au SW de Fuans, l'affleurement de Crétacé qui, jusqu'alors longeait la lisière de la forêt monte brusquement avec la route dans la forêt comme le montrent les emprunts qui révèlent des calcaires marneux et des marnes du Crétacé; puis tout à coup, la route reprend dans la formation calcaire jusqu'à un embranchement à 500 m de là. Alors la route rentre dans le Crétacé jusqu'à sa rencontre avec une nouvelle route qui vient de Grandfontaine.

L'affleurement calcaire qui apparaît tout à coup doit correspondre ou au coin qui, ici, comporte également un lambeau de Crétacé ou bien à un repli anticlinal à l'intérieur du synclinal. Pour des raisons de continuité, il est préférable d'adopter l'hypothèse d'un coin, admise jusqu'à présent pour les terrains ayant cette même position.

Les pentes boisées couvertes d'éboulis empêchent de porter sur cette question un avis définitif; de toute façon, le chevauchement longe la route et passe à quelques dizaines de mètres au S des structures qui viennent d'être décrites. Il se poursuit horizontalement, dominant le Crétacé qu'on suit très exactement par la ligne des prés et des cultures du flanc de la montagne; on passe ainsi à la ferme de Quegnes où les couches de Portlandien sous-jacentes au Crétacé sont horizontales.

La bande de Crétacé tend à disparaître à environ 1 km à l'W de Quegnes dans une région marécageuse, au creux d'un cirque couronné

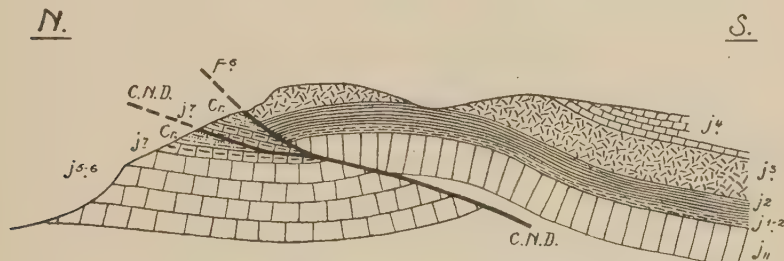


FIG. 6. — Schéma du dispositif des couches à 1 km au SW de Fuans.

Légende : Cr : Marnes et sables. j7 : Portlandien. j5-6 : Ptérocérien-Virgulien. j4 : Séquanien. j3 : Argovien-Rauracien. j2 : Oxfordien. j1-2 : Dalle nacrée. j11 : Bathonien inférieur.

de calcaires; le synclinal crétacé doit partir dans l'espace car je n'ai pu le reconnaître nulle part à l'W dans les pentes de la montagne.

L'absence de prés et de cultures et même de lignes de joncs, l'absence également de sources qui existaient constamment, presque tous les 200 m le long de la ligne de Crétacé, sont autant de raisons de croire que cette formation manque dans cette région.

Le contact anormal une fois décrit, il convient de revenir aux terrains situés en dessous de cette ligne. La description s'est arrêtée vers le N, à l'affleurement horizontal de Crétacé sous le chevauchement.

Au N de cette ligne, dans les pentes de la montagne et dans les vallonnements, les séries sont parfaitement horizontales, le Portlandien affleure parfois dans les vallons ou dans les prés, le Kimmeridgien est disposé en dalles immenses, soit dans les routes qui descendent à N.-D.-de-Consolation, soit le long de la route nationale.

Si l'on se rappelle que le Kimmeridgien descend presque jusqu'au fond du cirque de N.-D.-de-Consolation, on juge de son épaisseur et on comprendra aussi pourquoi le Crétacé doit exister. Cependant, la présence de ce terrain est très difficile à déceler au flanc de la montagne et il faut faire des coupes serrées pour le découvrir dans chaque ravin; l'attention est simplement attirée par la présence de sources

qui alimentent Fuans et Grandfontaine et dont l'origine d'après la carte de Kilian était inexplicable. Rien en effet dans la série calcaire interprétée par cet auteur ne justifiait la présence d'une ligne de sources et c'est à vrai dire ce qui fut pour moi l'occasion de découvrir le chevauchement, lors de mes premières recherches.

La partie S du chevauchement est plus intéressante ici : elle est essentiellement constituée par un anticlinal, disposé parallèlement au chevauchement, et qui commence au Rauracien du coude de la route nationale pour se poursuivre vers le SW jusqu'au secteur compris entre les Chenevrottes et les portes d'Orchamps-Vennes. Cet anticlinal est marqué par divers pointements d'Oxfordien dont l'affleurement résulte autant de l'érosion que du ploiement des couches car l'allure anticlinale est assez peu marquée.

En quittant le secteur précédent, nous avons vu que le Séquanien recouvrait le Rauracien du coude de la route.

A la scierie de la Vausselle, 2 km plus loin, on peut voir une autre boutonnière de l'axe anticlinal ; elle révèle une série de contact Rauracien et Oxfordien et avec les élèves de l'Institut de Géologie de Nancy, nous avons recueilli toute une faune de Cardiocératidées qui ont été déterminées par M. Jolibois dans un joli diplôme dont l'importance a malheureusement empêché la publication.

A 3 km plus à l'W en poursuivant l'axe de l'anticlinal, le ravin de Gipandol montre les mêmes terrains avec des sources et un marécage, c'est le Rauracien du flanc N de cet anticlinal qui forme les gorges abruptes du ravin de Fuans. Nous avons dit que ce Rauracien est brusquement interrompu par son chevauchement sur le Crétacé.

Plus à l'E encore, dans la région des fermes du mont de Grandfontaine, des boutonnières d'Oxfordien apparaissent et l'une d'elles est limitée par une faille dans laquelle se perd l'eau qui a pris naissance à la faveur de l'affleurement marneux. L'anticlinal se ferme provisoirement à 1.500 m au SW de cette région, il réapparaîtra dans le ravin entre les Chenevrottes et les portes d'Orchamps-Vennes qui appartiennent déjà au 4^e secteur.

4^e Fin du chevauchement. Comme ci-dessus je vais reprendre d'abord l'étude de la ligne de contact anormal elle-même et je décrirai ensuite les terrains situés au N et au S.

Nous avons abandonné cette ligne à la disparition du Crétacé ; à partir de ce moment, elle prend l'allure d'une faille verticale dont nous connaissons deux points de jalonnement certains : le premier se place dans le ravin des Chenevrottes où passe la route qui monte aux portes d'Orchamps. Sur la rive droite de ce ravin, en effet, la série des calcaires massifs du Jurassique supérieur se relève à la verticale, au droit de la cote 755 de la carte au 1/20.000^e. Au même niveau et à quelques dizaines de mètres au S se présentent les calcaires horizontaux du Rauracien que nous allons voir se poursuivre dans tous les ravins en directions des portes d'Orchamps, la faille est donc très nette

ici ; l'apparition du Rauracien doit être considérée comme la suite de l'anticlinal du S du chevauchement.

Sur la rive gauche, au bord de la route, les calcaires sont très froissés puis, plus loin, apparaît le Séquanien fossilifère qui surmonte le Rauracien précédent.

Le second point jalonnant la faille se place à 3 km plus à l'W, dans la région du lieu dit « la Combe Bichon ». C'est là que les calcaires du Kimmeridgien à pendage S se présentent sous les calcaires séquanien qui forment la couverture de l'anticlinal de Longemaison dont l'axe montre à moins de 200 m de là un Oxfordien fossilifère ; la présence d'un accident reste encore indiscutable ici, c'est toujours le chevauchement qui passe à une faille avant de finir.

Plus à l'W, la faille disparaît dans les formations du Jurassique supérieur qui constituent un très vaste plateau au NE de Longemaison.

Au N de l'accident, les terrains présentent des pendages très complexes, ainsi, près des Chenevrottes, le Kimmeridgien pend vers le S, alors qu'aux Chenevrottes, un peu au N et plus bas, les fermes sont construites sur le Portlandien. Une prairie très large et très longue va jusqu'à La Gypserie, elle est couverte de limons et doit cacher ou un repli du Jurassique supérieur ou une faille et tout porte à croire que le Crétacé existe dans cette plaine. De toute façon, le raccord de ce Cré-

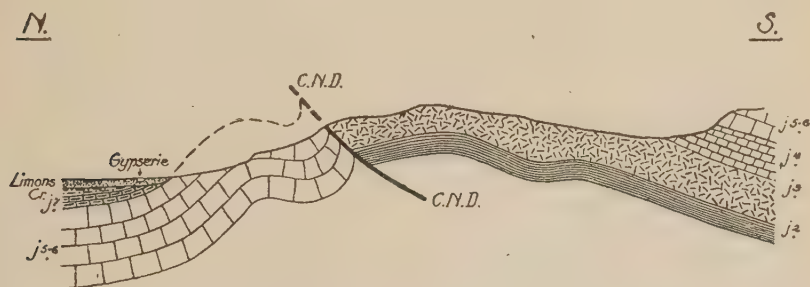


FIG. 7. — Schéma du dispositif des couches selon la rive droite du vallon des Chenevrottes.

Légende : Cr : Marnes et sables. j7 : Portlandien. j5-6 : Pliocène-Virgulien. j4 : Séquanien. j3 : Argovien-Rauracien. j2 : Oxfordien.

tacé avec la bande de Crétacé du S de Fuans n'est pas visible et du reste, nous ne devinons sa présence aux Chenevrottes que parce qu'à « La Gypserie » il existe réellement. C'est là le terme accessible le plus élevé.

Au S de l'accident, dans les terrains qui font partie de la masse légèrement chevauchante, on peut noter trois particularités nouvelles et avec un style différent de ce qu'on voyait plus à l'E.

C'est tout d'abord la présence d'une bande continue de Rauracien qui monte vers le défilé des portes d'Orchamps. Ce Rauracien dessine un petit mouvement anticlinal qui permet à l'Oxfordien fossilifère d'affleurer au coude de la route près des Chenevrottes. Vers l'E au contraire, l'anticlinal est plus marqué.

Le Jurassique supérieur surmonte ce Rauracien et la deuxième particularité réside dans la présence d'un affleurement de Crétacé pincé en synclinal au grand coude que décrit la voie ferrée, au N du tunnel du Bois Lajoux. Ce Crétacé, précédemment inconnu, n'est pas anormal ici, car il vient se placer très exactement sur le prolongement du Crétacé bien connu du synclinal de Grand-Denis — Arc-sous-Cicon. Ainsi l'anticlinal dont nous avons vu des boutonnières matérialisées au S du chevauchement se présente-t-il dans le prolongement d'un grand synclinal crétacé qui va se développer sur une vingtaine de kilomètres; le chevauchement semble avoir décalé le prolongement vers l'E du Crétacé d'Arc-sous-Cicon et l'avoir transporté à 2 km environ au N de la ligne qu'il aurait dû suivre.

La troisième particularité qu'on trouve est une très grande faille qui passe sous la ferme même des Portes d'Orchamps et qui limite l'anticlinal de cette région. Cette faille est visible dans la tranchée du chemin de fer de Morteau, à proximité du bassin d'alimentation du Droit au Maire et c'est dans les terrains avoisinant cette faille que j'ai pu découvrir de très belles faunes du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur; elles ont été décrites par M. Jolibois et rangées dans les collections de l'Institut de Géologie de Nancy avec la localisation suivante : « Entrée Nord du tunnel de Longemaison. »

Il est à noter au surplus que la coupe géologique de cette région est toute différente des coupes décrites par les auteurs qui l'ont visitée; seul le petit anticlinal du « Droit au Maire » se retrouve dans la nouvelle interprétation.

Enfin, il n'est pas sans intérêt de noter que le synclinal de Grandenis, dont j'ai pu trouver le prolongement à 3 km des derniers affleurements connus, se présente sous la forme d'un synclinal avec flanc S renversé, assez semblable au dispositif de l'écaille de Crétacé du S de Fuans.

CONCLUSION.

Ainsi l'interruption qui existait dans la ligne de chevauchement majeure de la feuille d'Ornans est-elle maintenant comblée. Le chevauchement du cirque de N.-D.-de-Consolation n'est que le relais ou la suite du chevauchement de Mouthiers-Haute-Pierre décrit par M. Fallot et il est suivi à son tour par le chevauchement du Mont-Miroir. C'est en vain que pendant plusieurs campagnes nous avons cherché entre ces deux derniers chevauchements le jalon qui aurait permis de les raccorder. Ce jalon existe bien, mais il est plus au S, il commence avant la fin du précédent et finit au delà du début du suivant comme si la somme totale des efforts devait rester une constante.

SUR L'EMBOUCHURE DU LAY (VENDÉE), LA SÉDIMENTATION ET LA MORPHOLOGIE ESTUARIENNES

PAR **A. Rivière** ¹.

PLANCHE VII.

Les éditions successives des cartes montrent que depuis des siècles, l'estuaire du Lay est en voie de migration rapide vers l'aval, au fur et à mesure de l'allongement des pointes sédimentaires (pointe de l'Aiguillon et pointe d'Arçay) entre lesquelles il s'étend. En raison de la rapidité du déplacement (au moins 10 à 15 m par an), la morphologie estuarienne se trouve être pratiquement indépendante des mouvements verticaux relatifs actuels du niveau marin (d'ailleurs non absolument prouvés et, en tout cas, très lents); la conservation de ses traits essentiels tend à prouver qu'elle résulte seulement de l'ensemble des actions fluvio-marines puisque, en raison même de la migration aval de l'embouchure, l'effet d'une topographie préexistante ne peut intervenir.

Le cours inférieur du Lay est remarquable par l'énorme charge sédimentaire des eaux tant au flot qu'au jusant. Les prélèvements faits dans l'ensemble de l'estuaire et jusqu'à de grandes distances en amont, bien au delà de l'apparition des roseaux, donc dans des eaux relativement douces ou tout au moins fortement dessalées, montrent que la phase colloïdale et précolloïdale, même lorsqu'elle est *dispersée* en un trouble homogène, s'agglomère en flocons et précipite rapidement et complètement au repos. Le maintien de sa dispersion résulte donc de la seule agitation, les conditions physico-chimiques étant celles de la *floculation* (les ions Ca^{++} et Mg^{++} jouent le rôle essentiel, tandis que les faibles variations de pH habituellement constatées ne peuvent avoir qu'un effet négligeable). On conçoit que, dans ces conditions, la diminution temporaire ou locale de l'agitation suffise à permettre la formation des flocons observés par différents auteurs [1 et 2].

Quoi qu'on ait pu dire, cet état de floculation (virtuelle ou actuelle) des précolloïdes ou des colloïdes de la charge sédimen-

1. Note présentée à la séance du 3 mars 1948.

taire est d'une importance fondamentale. Il est en effet facile de vérifier expérimentalement qu'un dépôt colloïdal argileux ou vaseux défloculé (au sens physico-chimique du mot) et sédimenté, *même par centrifugation*, a tendance à se disperser spontanément au repos sous le seul effet de l'agitation moléculaire (les particules ayant tendance à se repousser). Par suite, des dépôts vaseux dont les colloïdes seraient réellement défloculés (et non seulement dispersés par agitation) ne pourraient acquérir aucune stabilité (contrairement à ce que l'on constate) ni même se déposer sans être balayés par le moindre courant.

L'observation à basse mer de biefs pas trop étendus du chenal, alors qu'ils sont parcourus par un rapide courant de jusant donne lieu aux constatations suivantes : 1° les sédiments du fond sont activement remaniés ; 2° la charge sédimentaire du courant, d'ailleurs très importante, ne varie que peu ou pas ; 3° le creusement résultant (sauf exceptions locales) est pratiquement nul. Ces trois faits — d'ailleurs plus ou moins corrélatifs les uns des autres — montrent que malgré la rapidité du courant et la nature meuble des matériaux du fond, l'ablation se trouve pratiquement compensée par une sédimentation à peu près équivalente. Il s'en dégage impérieusement l'idée que l'action résultante de sédimentation ou d'érosion ne dépend pas de la seule vitesse du courant, mais aussi de la *charge sédimentaire*. La stabilité du profil apparaît alors comme liée à un équilibre entre ces deux facteurs et ne dépend pas seulement de la vitesse et de la résistance du fond (d'ailleurs faible lorsque celui-ci est constitué par des sédiments meubles). Ces notions se trouvent recouper une idée déjà ancienne de Glangeaud qui avait constaté que les troubles favorisent la sédimentation [3, 4] ; elles ne sont d'ailleurs qu'un cas particulier de lois plus générales — présentant d'ailleurs un caractère de nécessité logique — qui régissent l'équilibre des profils d'érosion.

Les mêmes principes donnent l'explication du phénomène bien connu de la sédimentation des rives convexes et du creusement des rives concaves qui dépendent bien de faibles différences de vitesses, mais paraissent assez paradoxalement se manifester *indépendamment de la vitesse moyenne absolue du courant* (au moins au voisinage du profil d'équilibre). Ces faits sont faciles à vérifier dans l'ensemble du cours du Lay maritime où les méandres sont en voie de migration active. La réalité de ces déplacements suffit à montrer que le dépôt des vases d'estuaire est loin d'être toujours définitif et que, malgré leur réelle stabilité, elles peuvent être remises en mouvement par des courants

dont la vitesse absolue n'est pas nécessairement considérable, ainsi que l'avait exprimé Delesse [5], et contrairement à certaines affirmations récentes.

Schorres et Slikkes. Les rives du Lay inférieur sont bordées de prés-salés (schorres) recouverts en hautes mers de vives eaux et séparés des chenaux de basse mer par des pentes vaseuses ou *slikkes* dont l'inclinaison et l'étendue sont très variables. Le cours du fleuve présente des méandres en voie de déplacement rapide. Sur leur rive concave, la slikke s'accroît aux dépens du schorre dont elle est séparée par une petite falaise d'érosion, haute de quelques dm et visiblement en voie de recul progressif. Sur la rive opposée, en cours de remblaiement, le profil ne présente pas de discontinuité à la limite du schorre et de la slikke (tout au plus une inflexion) ; le schorre s'y étend, par implantation plus ou moins régulière de ses végétaux halophiles caractéristiques, sur les parties les plus hautes de la slikke, dès que celles-ci atteignent une cote assez élevée pour permettre leur vie normale (émersion suffisamment prolongée au cours de chaque cycle de marées). Il est intéressant de noter que cette disposition s'observe également sur la rive concave lorsqu'un obstacle (fût-il aussi limité qu'une pile de pont) annihile localement l'action érosive du courant (pont de l'Aiguillon, rive gauche).

Jusqu'en aval de l'Aiguillon, des inflexions même peu marquées du lit principal ou de ses bras entraînent cette dissymétrie du profil, mais au voisinage immédiat de l'embouchure, les deux rives présentent un profil continu à la limite de la slikke et du schorre qui envahit progressivement et sporadiquement celle-ci. Ce phénomène est visiblement lié au fait que sur un profil transversal donné, le lit a tendance à se rétrécir au fur et à mesure du lent déplacement aval de l'ensemble de la construction estuarienne lequel est en relation évidente avec l'accroissement des pointes sédimentaires (pointe de l'Aiguillon et pointe d'Arçay) entre lesquelles elle s'étend.

Les régions des rives où le déplacement latéral des berges vient à changer de sens, soit par suite du fait connu de la migration longitudinale des méandres, soit par suite de leur recouplement par un chenal direct (ce qui interrompt leur évolution normale), permettent des observations particulièrement instructives. Le début du recul d'un schorre jusque-là en voie d'extension est, comme on peut s'y attendre, marqué par l'apparition de la falaise d'érosion caractéristique. Le changement inverse est marqué par un exhaussement progressif de la slikke, permettant

l'établissement de la végétation halophile caractéristique du schorre sur les parties hautes de celles-ci, mais nettement en contre-bas de la falaise d'érosion limitant le schorre préexistant (fig. 1).

La continuité entre l'ancien schorre et le nouveau ne se rétablit que lentement, par l'éboulement de l'ancienne falaise d'érosion, devenue une sorte de falaise morte et au fur et à mesure de l'exhaussement progressif du nouveau schorre. On remarquera que là où se présente cette curieuse disposition morphologique, elle définit localement le domaine d'extension verticale du pré-

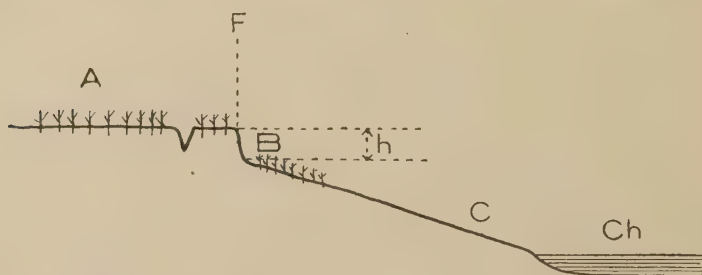


FIG. 1. — A : schorre ancien ; B : nouveau schorre ; C : slikke en voie d'exhaussement ; Ch : chenal ; F : falaise d'érosion en voie d'affaissement ; h : zone d'extension verticale possible du schorre.

salé évidemment lié aux niveaux-limites de vie de la végétation halophile.

C'est un fait bien connu que l'existence de la végétation halophile des schorres favorise le dépôt des troubles et par suite l'exhaussement rapide de ces formations (effet qui se traduit assez souvent par une *inflexion* — non une *discontinuité* — du profil à la limite des schorres en voie de progression aux dépens de la slikke). Par ailleurs, il est évident que la présence de ce tapis végétal soustrait pratiquement le schorre à tout effet possible d'érosion superficielle. Il résulte de cette double action que les lois régissant l'évolution morphologique des formations de présalés sont très particulières :

1) Les schorres tendent à amener leur surface au voisinage des cotes des plus hautes mers et à l'y maintenir même lorsque l'ensemble des conditions hydrodynamiques impliquerait le maintien à un niveau inférieur ou même le ravinement de formations non protégées par un tapis végétal continu.

2) Les schorres ne sont pratiquement vulnérables aux effets normaux de l'érosion qu'à leur périphérie.

Par suite de ces propriétés il peut arriver et il arrive parfois qu'un schorre continue à voir son niveau s'élever alors qu'il est puissamment attaqué sur ses limites et condamné à disparaître à plus ou moins brève échéance.

Du fait de la végétation halophile qui est le plus essentiel de leurs caractères, les schorres échappent donc aux lois hydrologiques normales de l'évolution longitudinale et transversale des profils et leur évolution propre ne peut être interprétée d'après celles-ci. En particulier l'assimilation souvent faite d'un schorre *non définitivement émergé* à une basse terrasse peut conduire à de graves erreurs d'interprétation.

Nous allons étudier un certain nombre de cas particuliers dont l'étude semble fournir les éléments nécessaires à l'analyse correcte de la plupart des dispositions morphologiques effectivement décrites.

1) Comme c'est le cas pour le *cours inférieur du Lay*, les relations du schorre et de la slikke sont variables et dépendent des phénomènes de migration des méandres. L'étude que nous en avons faite nous a montré que cette disposition n'implique — ni n'exclut — la réalité de mouvements verticaux. Il en est encore de même dans ce cas particulier de l'extension bilatérale des schorres au voisinage de l'embouchure puisque nous avons vu qu'elle dépend de la migration aval de l'estuaire, elle-même liée à des phénomènes purement sédimentaires (progression des pointes enserrant l'embouchure).

Nous verrons plus loin que les observations faites en amont permettent de lever l'indétermination relative aux mouvements verticaux.

2) Les schorres sont séparés des slikkes par un talus d'érosion subvertical sur l'ensemble des deux rives de l'estuaire (cas fréquemment décrit) et sont donc en voie de recul bilatéral (comme nous l'avons vu, cette falaise s'effondre et disparaît très vite lorsque le recul vient à cesser).

En lui-même, un tel état de fait ne donne absolument pas le droit de conclure à une régression. Nous savons en effet que les schorres tendent à maintenir leur niveau au voisinage des cotes des plus hautes mers sans pouvoir subir d'érosion superficielle et que, par suite, toute baisse du niveau de base ne peut que se traduire par leur émergence définitive au moins partielle (hors, bien entendu, le cas de marées ou d'inondations exceptionnelles). Ce phénomène n'étant pas observé, l'élargissement bilatéral des slikkes aux dépens des schorres n'a d'autre sens qu'une *tendance générale à l'élargissement des profils transversaux du lit*, c'est-à-

dire à un *recul vers l'amont de l'ensemble de la construction estuarienne* (fig. 2).

En d'autres termes, cela veut dire que l'estuaire est en voie de creusement (ou plus souvent de recreusement), soit qu'il n'ait pas encore atteint ses formes d'équilibre, soit que celles-ci soient remises en causes par le recul général de la côte sur laquelle il s'ouvre. Ces faits ne peuvent guère être liés qu'à une transgression marine, soit actuelle, soit terminée depuis longtemps, mais sans que le profil d'équilibre de la côte ni les formes d'équilibre de l'estuaire correspondant au niveau actuel aient encore été réalisées. Un tel état de fait peut évidemment se prolonger sur une

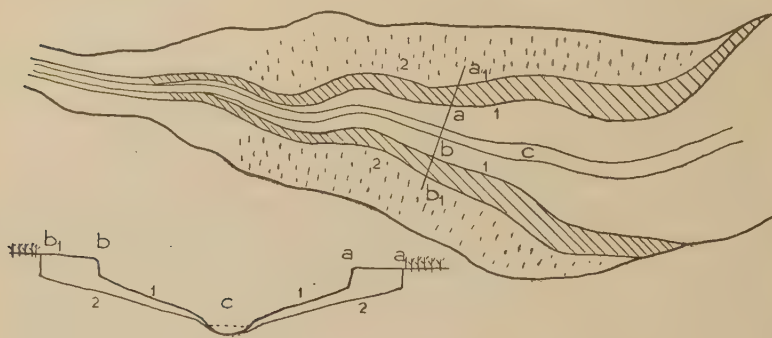


FIG. 2. — Recul bilatéral des schorres ; 1 : profil et limites anciens ; 2 : profil et limites consécutifs au recul des prés-salés.

côte rocheuse pendant des millénaires après l'arrêt de la transgression initiale.

L'analyse complète des phénomènes mène donc dans ce cas — sans doute le plus fréquemment observé — à des conclusions très différentes de celles qui sont généralement admises mais conformes à celles que nous avons tirées, il y a déjà longtemps, de l'étude des schorres du Traict du Croisic [6].

3) Examinons maintenant, *a priori*, le cas d'une véritable régression, liée à un abaissement du niveau de base. Elle doit forcément entraîner un creusement du profil, chenal et slikke auront tendance à *abaisser leur niveau* par rapport au schorre préexistant qui, très voisin du niveau des hautes mers et soustrait à l'érosion superficielle par sa végétation ne peut qu'émerger (au moins là où il avait atteint son niveau d'équilibre définitif) et devenir alors une véritable basse terrasse. Par ailleurs, la régression entraîne obligatoirement le *déplacement vers l'aval* de tout l'ensemble de la construction estuarienne dont l'embouchure se

trouve rejetée vers le large. Il en résulte en chaque point toutes choses égales d'ailleurs, une diminution de largeur du profil transversal, qui portera en particulier sur la slikke ; un nouveau schorre aura tendance à se constituer sur les parties hautes de celle-ci (dont la cote atteint alors le niveau nécessaire) et en contre-bas de l'ancien schorre définitivement émergé (fig. 3).

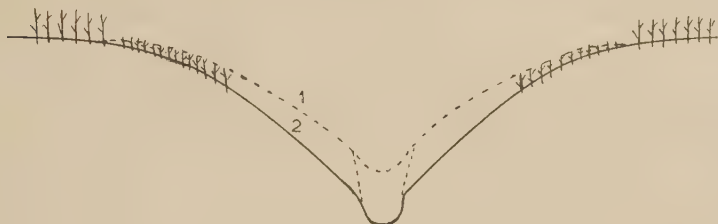


FIG. 3. — Évolution théorique du profil transversal lors d'une régression, dans une zone où il y a continuité initiale du schorre et de la slikke.

La coupe à laquelle on arrive ainsi n'a d'ailleurs qu'une valeur purement schématique car l'ensemble du nouveau lit (chenal, slikkes et schorres) doit, au cours même de son creusement, se déplacer latéralement par suite de la migration de ses méandres en entamant largement l'ancienne plate-forme du schorre préexistant (maintenant définitivement émergé) suivant les lois ordinaires régissant l'évolution des terrasses alluviales (fig. 4).

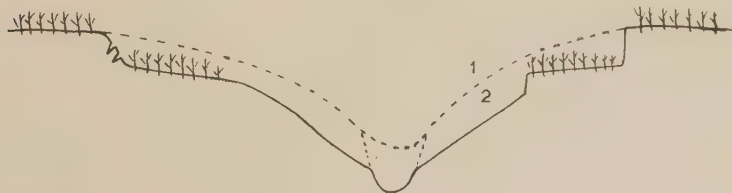


FIG. 4. — Évolution réelle du profil (méandre en voie de déplacement vers la droite du schéma).

Il faut maintenant aborder la question de l'évolution longitudinale du lit. La première conséquence d'une régression (sur une côte en équilibre) étant évidemment un lent glissement aval progressif de l'ensemble de l'estuaire, le schorre préexistant tend évidemment à se développer vers l'aval par l'émersion progressive de l'ancienne slikke au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de base. Il en résulte que dans le sens longitudinal, il y aura continuité entre le nouveau schorre et l'ancien schorre

émergé définitivement par l'intermédiaire d'une zone de transition plus ou moins étendue (fig. 5).

Il en résulte que l'existence d'une phase régressive se traduira dans la morphologie estuarienne par le relèvement vers l'aval de la surface des schorres qui passent progressivement à des « basses terrasses » plus ou moins élevées, mais définitivement émergées, en contre-bas desquelles un nouveau schorre actif peut se constituer. De telles dispositions ont été décrites et l'on voit que le relèvement amont des schorres peut parfaitement s'expliquer sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir une quelconque défor-

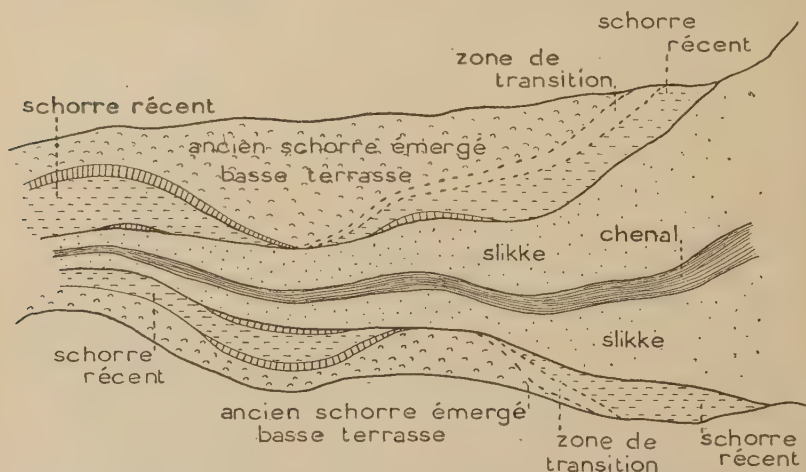


FIG. 5. — Schéma d'ensemble de l'évolution estuarienne au cours d'une régression. L'échelle des dimensions est beaucoup plus réduite le long du thalweg que suivant les profils transversaux.

mation du profil transversal de la région littorale (cette déformation étant d'ailleurs possible mais devant être justifiée par des faits de nature différente).

En ce qui concerne le Lay, il semble que vers l'amont une terrasse basse (mais toujours émergée, au moins lors des hautes eaux normales) se substitue progressivement aux schorres et réalise ainsi les dispositions précédemment décrites (la certitude des observations étant d'ailleurs un peu diminuée par les conditions topographiques locales et la difficulté d'estimer très exactement l'effet d'importants travaux de correction). Il y a donc de fortes chances pour que l'on puisse conclure à un relèvement récent du continent, d'ailleurs à peu près prouvé par l'histoire de la région, mais qui ne se traduit pas encore dans la morphologie de la partie aval de l'estuaire.

CONCLUSIONS.

De l'ensemble des faits exposés se dégagent les conclusions suivantes :

1) Quels que soient les mécanismes invoqués, le dépôt et la stabilité des sédiments d'estuaires impliquent un état physico-chimiquement « floclulé » de leurs éléments précolloïdaux ou colloïdaux, bien que l'agitation puisse suffire à maintenir momentanément leur dispersion.

La stabilité de ces dépôts n'est pas absolue puisqu'ils peuvent être repris par des courants qui sont loin d'être toujours très rapides, notamment au cours de phénomènes de migrations des méandres.

2) La stabilité du profil d'un bief tient à un état d'équilibre (de nature statistique) entre sédimentation et ablation, état d'équilibre dépendant non seulement de la vitesse, mais aussi de la charge transportée (ainsi d'ailleurs que des caractères de celle-ci). De légères modifications des facteurs de cet équilibre peuvent entraîner, quelle que soit la vitesse absolue, la prééminence de l'un ou l'autre des effets possibles. Ce principe trouve une application évidente dans l'interprétation des phénomènes de migration des méandres.

3) Se déplaçant lentement vers l'aval au fur et à mesure de l'accroissement des pointes sédimentaires qui le limitent, l'estuaire actuel du Lay est une construction qui ne dépend que d'un ensemble de conditions hydrodynamiques et non d'une morphologie préexistante ou de conditions géologiques particulières.

4) Les schorres constituent une entité morphologique devant à la végétation halophile qui les caractérise des particularités très spéciales : 1° ils échappent aux lois hydrodynamiques réglant habituellement l'évolution des profils ; 2° ils ne sont pratiquement vulnérables à l'érosion que sur leur limite ; 3° ils tendent à rétablir leur niveau au voisinage de celui des plus hautes mers, même en cas de transgression, même lorsqu'ils sont en voie de régression par suite de l'attaque phérérique qu'ils subissent et, par suite, voués à une destruction plus ou moins lointaine.

5) La présence d'une falaise d'érosion à la limite d'un schorre émergé ne témoigne en elle-même que de son recul transversal, soit par suite du déplacement des méandres, soit, si le phénomène est bilatéral, par suite d'un élargissement du profil. Lorsque ce dernier aspect s'étend à l'ensemble des schorres actifs, il implique contrairement à l'opinion généralement admise, soit une

transgression soit un simple phénomène de réajustement tenant au fait que la côte et les estuaires qui s'y jettent n'ont pas encore atteint leurs profils et formes d'équilibre.

6) Une régression se traduit par une surélévation amont des schorres qui tendent à émerger définitivement et à se transformer ainsi en « basse terrasse » ; tandis qu'au voisinage de l'embouchure, on doit s'attendre à les voir rester en continuité avec les slikkes. En amont, le schorre ancien surélevé peut être bordé, comme une terrasse, par un talus d'érosion tenant aux migrations des méandres ; un nouveau schorre peut se former en contre-bas de l'ancien.

7) Ces résultats semblent pouvoir être étendus aux schorres côtiers bordant certaines baies. En particulier, l'existence d'une falaise d'érosion à leur périphérie témoigne soit d'une transgression, soit simplement du fait que la côte n'a pas encore atteint son profil d'équilibre, mais non d'une régression. Au cours d'une étude déjà ancienne, j'étais déjà arrivé à des conclusions analogues par la simple considération de l'évolution des profils d'équilibre littoraux [6].

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

1. BOURCART (J.), FRANCIS-BŒUF et RAJČEVIC (R.). — Sur le mécanisme de la sédimentation des vases dans les estuaires. *CR. Ac. Sc.*, 213, p. 1025, 1941.
 2. FRANCIS-BŒUF (Cl.). — Recherche sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires, Masson, 1947, Paris.
 3. GLANGEAUD (L.). — Rôle de la suspension tourbillonnaire et du roulement sur le fond dans la formation des sédiments actuels de l'estuaire de la Gironde entre Bordeaux et la pointe de Grave. *CR. Ac. Sc.*, 208, p. 1595, 1939.
 4. GLANGEAUD (L.). — Sur la formation et la répartition des facies vaseux dans les estuaires. *Ibid.*, 213, p. 1022, 1941.
 5. DELESSE. — Lithologie des mers de France et des mers principales du globe, 1871, Paris.
 6. RIVIÈRE (A.). — Le Traict du Croisic. *Rev. Géogr. Phys. et Dynam.*, XI, 2, p. 163, 1936.
-

LÉGENDE DE LA PLANCHE VII

- FIG. 1. — Anse des Virilis. Au premier plan, dans la concavité du méandre, le schorre, en voie de recul latéral, présente une « falaise » d'érosion nette. Au second plan, la végétation halophile envahit la slikke plate et étendue de la convexité du méandre. Le talus d'érosion de cette slikke, en bordure du chenal, tient à la lente migration aval de l'ensemble du méandre.
- FIG. 2. — Détail de l'attaque du schorre. Les masses de vase durcie, disjointes par l'érosion, se fragmentent et finissent parfois par donner de véritables « galets » de vase.
- FIG. 3. — Détails de l'implantation du schorre sur la slikke. Dès que les îlots de végétation sont installés, leur sol tend à se surélever légèrement.
- FIG. 4. — L'excavation creusée à gauche du sac photographique montre que le schorre vaseux (en voie de régression) repose *localement* sur un ancien banc sableux. Il supporte lui-même une nouvelle formation sableuse (dunaire-marine).
- FIG. 5. — Détails de l'évolution actuelle de la sédimentation. Dépôt actuel de vase sur la plage formée par le sable sous-jacent au schorre, dans les zones protégées par des accidents topographiques locaux (débouché d'un arroyo dans l'anse des Virilis). Par suite du recul général du méandre ces dépôts sont rapidement attaqués et détruits.

Observations de M. Francis-Bœuf.

Ayant terminé mon mémoire sur « le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaire » (*Ann. Inst. Océanogr.*, XXIII, 3, 1947, p. 149-344) par un appel à une large « collaboration pour des recherches ultérieures qui préciseront ou détruiront les conclusions provisoires auxquelles j'ai abouti », je ne peux que me réjouir de voir M. A. Rivière, par ses observations sur les conditions de sédimentation dans l'estuaire du Lay, apporter sa propre contribution à l'ensemble des recherches commencées, depuis 1937, par M. J. Bourcart et ses élèves sur les problèmes de la formation des dépôts fluvio-marins.

Toutefois, je dois, à la suite de sa communication, apporter les quelques précisions suivantes, relatives à mes propres observations (consignées, pour la plupart, dans mon travail précité) :

1) Les particules en suspension dans les eaux des estuaires sont tantôt floculées, tantôt libres les unes par rapport aux autres, par suite de conditions physico-chimiques d'une grande variabilité. Dans les deux cas, ces particules demeurent la plus grande partie du temps, en suspension par suite des conditions hydrodynamiques (courants de marée) caractérisées par la vitesse très grande des courants, un régime turbulent et l'existence de tourbillons. Elles ne peuvent se sédimenter par gravité qu'aux moments des étales (de haute mer ou de basse mer) de courant.

2) Dans les estuaires bretons, et même dans ceux de proportions

plus imposantes (comme celui de la Seine ou de la Loire par exemple), la sédimentation vaseuse est surtout une caractéristique intercotidale : la slikke est presque toujours vaseuse et le chenal (très réduit à basse mer dans les estuaires bretons) est beaucoup plus souvent sableux que vaseux. Je continue donc à croire avec J. Bourcart que dans un estuaire de type breton, le phénomène important est la sédimentation sur la slikke par colmatage des particules en suspensions sur les dépôts préexistants pendant tout le temps que dure le jusant : les particules, ainsi collées à la surface de la slikke par attraction capillaire, le demeurent grâce aux phénomènes d'adsorption.

3) Parmi les propriétés physiques de la vase liées à sa « structure » et à sa teneur en eau, sa rigidité caractéristique (Romanovsky, Bourcart) rend difficile sa possibilité d'érosion et sa remise en suspension. Cette observation concorde, d'ailleurs, avec le fameux graphique de Hjulström qui montre que la vitesse limite d'un courant, susceptible d'éroder un matériau composé d'éléments de la classe des poudres, est sensiblement la même que celle nécessaire pour transporter des galets. On peut également remarquer que les vases de la slikke des estuaires sont, la plupart du temps, recouvertes d'une pellicule superficielle où abondent les organismes vivants, telles les Diatomées, mais aussi, parfois, les tapis d'Entéromorphes. L'existence de cette pellicule vivante semble être, également, un argument qui s'oppose à une remise en suspension régulière.

4) Il est très probable que le schorre corresponde, dans certains cas (Bou-Regreg par exemple), à une très faible régression « post-flandrienne » suivie, sans doute parfois, par une toujours très faible transgression (recul du schorre), ainsi que M. A. Rivière l'avait indiqué pour le Traict du Croisic. Quant au talus du schorre (quand il existe), c'est une microfalaise qui correspond simplement au niveau des hautes mers moyennes. Il ne semble pas possible de dire que les falaises marines — de quelque importance et de quelque nature qu'elles soient — puissent être considérées comme une preuve de transgression.

5) Il est évident qu'il y a tous les termes de passage entre une « basse terrasse » (estuaire de la Loire par exemple) et le schorre généralement peu développé des estuaires bretons. Seule l'histoire géologique très récente de l'estuaire étudié peut rendre exactement compte de l'origine du schorre et de son évolution. Mais, si tant est que, dans certains cas, le schorre puisse être la conséquence d'une légère régression, pourquoi ne pas admettre que cette régression soit due à une légère migration de la « flexure continentale » ? Au demeurant cette hypothèse de travail est aussi féconde que ses sœurs. Il se pourrait même qu'elle corresponde parfois, à une réalité.

6) Enfin, près de dix ans de contact et d'« enlissement » avec les vases des estuaires bretons, marocains, tunisiens, et guinéens me forcent à croire que c'est un « terrain » diabolique dont je redoute de donner des explications faciles et générales.

Réponse de A. Rivière.

1° Il ne faut pas confondre *dispersion* et *déflocculation*, les termes ne sont pas *équivalents* et une suspension qui, au repos, floccule rapidement peut être maintenue parfaitement dispersée par la seule turbulence.

2° Si, dans les estuaires étudiés par C. Francis-Bœuf, la sédimentation est sableuse dans les chenaux, il n'est pas nécessaire qu'il en soit partout ainsi, notamment comme Ph. Glangeaud l'a constaté dans la Gironde (*op. cit.*).

3° Les graphiques les plus fameux ne peuvent infirmer le *fait d'observation* que, pour des différences minimales de vitesse du courant, il y ait sédimentation d'une rive de méandres peu accentués et érosion sur l'autre, ce qui démontre suffisamment qu'il s'agit d'un phénomène d'équilibre.

4° L'auteur n'a jamais dit que l'existence d'une falaise (ou d'une micro-falaise) implique nécessairement et à elle seule une transgression. C'est *l'ensemble* des phénomènes observés qui permet, dans certains cas de conclure à celle-ci.

5° L'auteur fait simplement remarquer que dans les cas envisagés l'hypothèse d'une migration de la « flexure continentale » ne se présente pas comme une *nécessité logique*. Sa réalité ou son inexistence ne peuvent être démontrées que par des observations régionales d'un ordre différent.

OBSERVATIONS SUR LES « STIPITES » DE BALMARELESSE (AVEYRON)

PAR **F. M. Bergounioux** ET **Jeanne Doubinger**¹.

PLANCHE VIII.

On sait que les bords du vaste plateau du Larzac sont profondément entaillés par le cours des rivières qui le limitent : le Tarn, la Dourbie, le Cernon. Les dolomies bathoniennes couvrent, en majeure partie, sa surface et dominent de leurs parois verticales les gorges profondes creusées par les cours d'eau ; un deuxième escarpement est formé par les dolomies bajociennes ; il est séparé du premier par un talus de Bathonien inférieur lagunaire composé de calcaires marneux en plaquettes, de schistes sombres et même de calcaires lacustres jaunâtres. C'est à la base de cette série subcontinentale et en contact direct avec la dolomie bajocienne que se place une suite presque ininterrompue de petits bassins houillers, connus et exploités depuis longtemps. Ils se présentent sous la forme de dépôts lenticulaires, isolés les uns des autres, mais dont l'âge est identique, comme le sont, sans doute, les conditions de formation. De nombreuses concessions ont été accordées, depuis 1855, mais la plupart ont été renoncées. Un inventaire exhaustif vient d'être fait récemment par M. H. Rouire [1].

A la limite du Gard et de l'Aveyron, mais presque entièrement dans ce dernier département, sur la route de Nant à Trèves, à mi-pente des gorges du Trévezet, se situe la concession de Balmarelesse qui fait partie du Causse Bégon dont le plateau dénudé domine à 900 m. Les premiers travaux furent entrepris vers 1832, près de la ferme de Balmarelesse, mais ils furent bientôt arrêtés par les difficultés de l'exploitation. De 1923 à 1935, une mine fut ouverte aux Plos, dans le ravin de Sucal ; deux lentilles furent dépilées, à l'E et à l'W d'une bande stérile de direction N-S. C'est à la suite de l'épuisement de ce gisement que fut commencée en 1934, à 1.500 m des Plos, sur la route de Nant, la

1. Note présentée à la séance du 2 février 1948.

mine de Saint-Sulpice dont l'exploitation, au moins partielle, se poursuit encore. On y a reconnu les deux lentilles E et W, mais seule cette dernière a donné lieu à des travaux d'exploitation plus faciles que dans la lentille E, qui a été entraînée par glissement dans la vallée du Trévezel, ce qui la rend d'accès plus difficile.

Typiquement, le charbon est constitué par des lits réguliers parallèles de direction N-S, séparés les uns des autres par de faibles passées stériles et d'une épaisseur totale de 0 m 50. Le mur dolomitique est semé d'un fin gravier quartzeux dont les grains arrondis ne dépassent pas 2 mm de diamètre. Au-dessus de la formation se trouve un faux toit schisteux, ne portant pas de traces fossiles, surmonté lui-même par le toit calcaire du Bathonien inférieur.

Les échantillons étudiés ont été pris sur le carreau de la mine, un jour férié. Il est donc impossible de fixer leur position exacte au front de taille.

I. DESCRIPTION DES ÉCHANTILLONS.

Dans leur aspect extérieur, les charbons de Balmarelesse ne diffèrent guère des houilles paléozoïques. Les échantillons recueillis sont compacts, noirs et brillants. Les cassures sont irrégulières, parfois conchoïdales, souvent tapissées par des placages de pyrite ou par des enduits blancs de sulfates. L'ensemble rappelle certaines houilles très grasses, mais leur densité est inférieure à celle des houilles. Leur éclat très vif se rapproche de celui de certains anthracites, en particulier de ceux du bassin de Messeix actuellement à l'étude.

Une observation plus approfondie, à l'œil nu ou à la loupe, permet de distinguer la stratification de ces houilles; elle est assez grossière, mais régulière, formée par l'alternance de lits brillants et de lits mats. Les formations brillantes sont relativement épaisses et atteignent souvent 3 à 4 cm. Elles sont affectées par trois plans de rupture facile dont l'un est toujours sensiblement parallèle à l'alignement des strates, ce qui provoque souvent leur fragmentation en petits prismes parallélépipédiques. Parfois aussi elles présentent des cassures conchoïdales avec d'originales structures ocellées.

Les lits mats, beaucoup plus minces, sont feuilletés, friables et laissent une trace brune sur le papier et la porcelaine. Leur coloration souvent brunâtre traduit une houillification incomplète qui les rapproche des lignites.

II. ÉTUDE MICROSCOPIQUE.

La nature compacte de ces houilles a permis d'en préparer assez facilement des surfaces polies. L'examen de ces préparations au microscope métallographique a révélé les détails de leur structure ainsi que la véritable nature des composants macroscopiques. Les irrégularités de la stratification sont plus apparentes qu'à l'œil nu. L'allure lenticulaire des formations est particulièrement remarquable. Bien que leurs limites soient souvent peu nettes, on identifie facilement deux constituants qui se distinguent par leur éclat très différent.

1° *La houille brillante* est formée essentiellement par une pâte amorphe un peu granuleuse dans laquelle sont retenues de nombreuses particules végétales et minérales de nature et de dimensions très diverses.

Les débris de végétaux sont en grande partie de nature ligneuse : on reconnaît aisément des fragments de fusain souvent réduits à quelques cellules. De nombreuses lamelles de bois sont au contraire très gélifiées et, dans les cas extrêmes, leurs limites sont à peine marquées et c'est uniquement leur teinte plus claire et la trace de leurs cavités cellulaires qui les distinguent de la pâte fondamentale. La figure 1 de la pl VIII donne un aspect de cette houille végétale dans laquelle, accidentellement, on rencontre aussi des spores de grande taille, mais cependant plus petites que les macrospores des houilles paléozoïques (pl. VIII, fig. 2).

Il faut signaler, enfin, la présence de grains de pyrite épars ou groupés en petits amas. Il semble difficile de rattacher cette houille aux termes classiques vitrain ou clarain. Si par son éclat, elle occupe une position intermédiaire entre les deux constituants, sa structure microscopique spéciale l'éloigne toutefois de l'un et de l'autre. On serait plutôt tenté d'y voir une forme de vitrain arrêtée au cours de son développement. C'est ainsi se ranger à l'avis de K. A. Jurasky [2] qui a décrit dans de nombreux lignites allemands, des constituants représentant divers degrés d'évolution vers le stade vitrain classique.

Le rôle important qui revient aux tissus ligneux dans la formation de ce constituant ne fait aucun doute : dans toutes les préparations on trouve, en effet, des débris de bois à des états de décomposition croissante.

2° *La houille mate* est formée par de grandes lames de bois, cimentées par une petite quantité de pâte amorphe. On peut assimiler le plus grand nombre de ces fragments à un fusain typique dont ils présentent tous les caractères. Ce constituant étant demeuré intact au cours de toutes les transformations ultérieures, il est logique de penser qu'il a été formé d'une façon définitive et stable, sinon avant son dépôt dans la lagune houillère, tout au moins dès les premiers stades de cette

formation. Qu'il s'agisse d'un anthracite, d'une houille grasse ou maigre, le fusain que l'on y rencontre présente, en effet, le même aspect caractéristique, celui-là même que l'on retrouve dans les stipites ; il paraît être un produit pratiquement inaltérable par les agents de la houillification.

Les structures cellulaires peuvent y être remarquablement conservées et la fig. 3 de la pl. VIII montre la disposition caractéristique des rayons médullaires d'un bois de conifère.

Mais le fait n'est pas général : d'autres fragments de bois ont été moins bien conservés : leurs cellules sont aplaties, étirées et parfois très fragmentées. Les parois cellulaires sont même arrivées à se rompre et ce sont leurs résidus anguleux et déchiquetés qui forment des structures d'aspect curieux (pl. VIII, fig. 4) : « Structures étoilées » de M. Duparque ; « Bogenstruktur » des auteurs allemands.

A côté de ce fusain typique, de nombreuses lames ligneuses ont des parois cellulaires épaissies, des cavités cellulaires plus ou moins obturées. Par gélification progressive, elles passent presque insensiblement à des lits brillants sans structure. Les figures 5 et 6 de la pl. VIII. montrent de telles zones de passage. Ces figures ressemblent d'une façon frappante à celles publiées par E. Stach [3] représentant un fusain de houille grasse de la Sarre passant graduellement à du vitrain. Cet exemple est invoqué comme preuve de l'origine ligneuse d'une partie du vitrain. A la suite d'Hickling [4] et Jongmans [5], E. Stach a donné à ces termes de passage les noms de *vitrofusain* ou *fusovitrain*, suivant le développement de l'un ou de l'autre des constituants. Dans ce cas, il semble légitime de prétendre que le vitrain est le terme ultime de l'évolution de la décomposition ligneuse, ce qui n'implique nullement qu'il ne puisse avoir une autre origine. Dans le bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais, M. A. Duparque [6] a, en effet, constaté que la plus grande proportion du vitrain était formée par précipitation chimique, et que sa structure amorphe y est par conséquent originelle.

Il faut enfin signaler la présence de granules de pyrite, souvent logées dans les cavités cellulaires du bois.

La disposition des lames de bois est assez spéciale. Elles ne sont pas toujours étalées parallèlement aux strates comme dans la plupart des houilles, mais disposées dans un désordre apparent, ce qui dénote un mode de sédimentation rapide et brutal. On reconnaît des sections transversales (pl. VIII, fig. 5), des sections parallèles à l'allongement des vaisseaux (pl. VIII, fig. 6, et des sections obliques quelconques.

Aucun des échantillons étudiés n'a montré des traces de feuilles ou de cuticules.

III. ÉTUDE CHIMIQUE.

L'étude pétrographique de ces charbons a été complétée par une étude chimique. A l'analyse immédiate permettant de préciser leurs possibilités d'utilisation, nous avons ajouté une série

de réactions spécifiques pour préciser leur place dans la classification par rapport aux lignites et aux houilles proprement dites.

1. *L'analyse immédiate* a donné les résultats suivants pour trois échantillons étudiés :

M. V. %	CENDRES %	C. FIXE %	M. V. CENDRES DÉDUITES %
31,42	7,14	61,44	33,83
39,10	7,2	53,7	42,13
37,4	7,2	55,4	40,30

La combustion des M. V. se fait avec une flamme longue et fuligineuse.

La cokéfaction laisse un résidu cohérent, légèrement boursoufflé, identique à celui que donnent certaines houilles très grasses. Leur teneur en M. V. est élevée : 33-40 % et classe ces houilles dans le groupe des charbons gras à longue flamme.

La teneur en eau hygroscopique (mesurée vers 105°) est en moyenne de 4 à 5 %. Ce chiffre, un peu supérieur à celui que donnent la plupart des houilles est cependant atteint dans certaines houilles très grasses, en particulier les houilles grasses de Lorraine. Par contre, les lignites proprement dits renferment un minimum de 15 à 20 % d'eau et la proportion peut atteindre 40 %.

La quantité d'eau retenue par capillarité semble assez abondante. On ne peut évaluer son volume avec précision ; il est compris dans celui des M. V. Son départ par chauffage de l'échantillon s'accompagne de la désagrégation de la masse qui se fendille et finit par se pulvériser.

Le fait le plus typique est de trouver une teneur aussi élevée en M. V. (32-42 %) dans un charbon de nature ligneuse. Le problème est complexe, mais on peut déjà supposer que deux facteurs sont intervenus :

1) Des conditions particulières de dépôt dans des eaux calmes suffisamment profondes pour permettre aux combinaisons volatiles du C de se produire à l'abri des oxydations de l'air.

2) La teneur en résine des bois de gymnospermes qui ont si largement contribué à la formation du gisement. Si la résine n'est pas visible au microscope elle peut cependant exister à l'état diffus, dans le vitrain granuleux si particulier de ces houilles.

La formation accidentelle de vitrain par gélification de corps résineux a été constatée par A. Duparque [6] ; plus récemment

E. Stach [8] a observé des traînées de résine dans le vitrain. D'après K. A. Jurasky [2] l'existence de la résine dans le vitrain des lignites découle de la nature des végétaux qui ont contribué à leur formation.

De plus H. Steinbrecher [9] a prouvé que le fusain des lignites peut contenir une proportion de M. V. assez élevée. K. A. Jurasky [2] a confirmé ces observations et les a expliquées par la présence de gouttelettes de résine et de cires dans les cavités cellulaires du bois.

CONCLUSION.

Il reste à préciser aussi nettement que possible la place de ces charbons dans la série des combustibles solides. L'âge géologique d'un gisement ne peut fournir de renseignements décisifs à ce sujet et Gothan [10] constate que l'on connaît en Russie de véritables houilles tertiaires et des combustibles très proches des lignites, datant du Carbonifère. De nombreux essais d'identification ont été tentés [11] et il a fallu recourir à leurs caractéristiques physiques et chimiques pour distinguer les houilles des lignites. Un groupe de réactions spécifiques a été établi dans ce but par W. Gothan, K. Pietzsch et W. Petrascheck [12]. Appliquées aux charbons de Balmarelesse, ces réactions ont donné les résultats résumés dans le tableau suivant (voir page 159).

Pour Donath [13] et K. Jurasky [2], les trois premières réactions sont essentielles et la concordance de deux d'entre elles suffirait à classer le combustible, mais l'imprécision même de la réaction 1 ne saurait permettre une identification sérieuse. Seule la réaction 3 désigne un lignite. Mais son intensité peut s'expliquer par le rôle prépondérant qu'ont joué les tissus ligneux dans la formation de ces houilles [13]. On a, en effet, constaté que les solutions peuvent présenter des degrés d'intensité très variés; les différences enregistrées ont été mises en rapport avec la part plus ou moins grande qui revient aux substances ligneuses dans la formation du combustible. Il paraît donc impossible d'en faire un lignite.

M. Desrousseaux [7] a considéré les charbons du Larzac comme de véritables houilles récentes, dans lesquelles la houillification n'est pas parfaite, car les strates cendreuses tirent parfois sur le brun et donnent une poussière brun foncé, alors que la poussière de ce charbon est nettement noire. On a vu d'autre part que la teneur moyenne en eau hygroscopique, oscille entre 4 et 5%, ce qui permet de les rapprocher des houilles de Lorraine; leur teneur en matières volatiles en fait des houilles à longue flamme.

N°	RÉACTIONS	LIGNITE	HOUILLE	HOUILLE DU LARZAC
1	Trait	souvent brun rarement noir	noir exceptionnellement brun	brun noir
2	KOH à l'ébullition	solution de couleur foncée	pas ou très faiblement coloré	solution très faiblement colorée
3	coloration rouge avec NO_3H dilué (1/8) à l'ébullition	nette	absente	nette
4	Teneur en H_2O	de 15 à 40 %	dépasse rarement 7 %	5 à 6 %
5	Distillat	acide	ammoniacal	ammoniacal
6	extraction au benzène bouillant	peu ou pas fluorescent	fortement fluorescent	fortement fluorescent
7	chauffage avec H_2SO_4	grande élévation de température	élévation de température à peine sensible	assez forte élévation de température
8	bichromate de K + H_2SO_4 (mélange sulfo-chronique)	soluble	insoluble, résidu noir et combustible	insoluble, résidu noir et combustible

Par leur aspect extérieur, il faut les comparer aux charbons permiens d'Épinac-Molloy, par leur cassure parallélépipédique à ceux de l'Aumance, par une tendance à la cassure conchoïdale et leur aspect brillant aux anthracites de Messeix et de Vicoigne.

Il semble qu'étant donné leur place dans l'échelle stratigraphique et leurs caractères, on doit leur conserver le nom de « stipites » que leur avait donné Brongniart.

BIBLIOGRAPHIE

1. L. ROUIRE. Lignite du Larzac. *Mém. Soc. Lettr. Aveyron*, t. XXII, p. 1. Rodez, 1928 et 1946.
2. K. A. JURASKY. Deutschlands Braunkohlen und ihre Entstehung. Berlin, 1936.
3. E. STACH. Lehrbuch der Kohlenpetrographie. Berlin, 1935.
4. G. HICKLING. Micropetrology of coal. Coll. Guard, 1917.
5. W. J. JONGMANS et R. G. KOOPMANS. Kohlenpetrographische Nomenklatur. *Géol. Bur. Heerlen*, Jaaresverlag over 1933, p. 49-64.
6. A. DUPARQUE. Structure microscopique des charbons du bassin houiller du Nord et du Pas-de-Calais. *Mém. Soc. Géol. Nord*, t. XI. Lille, 1933.
7. J. DESROUSSEAUX. Bassins houillers et lignitifères de la France. *Statistique de l'industrie minière*, 1938.
8. E. STACH. Grossdeutschlands Steinlohlenlager. Berlin, 1940.
9. H. STEINBRECHER. Zu Kenntnis des Inkohlungsgrades der Kohlen und der Entstehung der Faserkohle. *Ztschr. Berg. Hütten und Salinenwesen*, 1933, p. 175-180.
10. W. GOTHAN. Kohle-Allgemeine Kohlengeologie. Stuttgart, 1937.
11. M. SIMONOVITCH. Manuel de la cokerie moderne. Liège, 1937.
12. W. GOTHAN, K. PIETZSCH et W. PETRASCHECK. Die Begrenzung der Kohlenarten und die Nomenklatur der Braunkohle. *Braunkohle*, 1937.
13. E. DONATH. Unterscheidung, Einteilung und Carackteristik der Mineralkohlen. Halle, 1924. Zur Begrenzung der Begriffe Steinkohle, Braunkohle und Torf. *Ibid.*, 1926.

LÉGENDE DE LA PLANCHE VIII

- FIG. 1. — Houille brillante avec fragments de tissus ligneux. (Grossissement : 65 ×).
- FIG. 2. — Houille brillante avec macrospore et tissus ligneux. (Grossissement : 105 ×).
- FIG. 3. — Tissus ligneux à structures de conifère. (Grossissement : 105 ×).
- FIG. 4. — Houille brillante avec un fragment de bois à structure étoilé. (Grossissement : 105 ×).
- FIG. 5. — Fusain (en section transversale) passant à la houille brillante, granuleuse et parsemée de grains de pyrite. (Grossissement : 105 ×).
- FIG. 6. — Fusain (en section longitudinale) passant à la houille brillante. (Grossissement : 105 ×).

LES GRANDES UNITÉS STRUCTURALES DU BRÉSIL

PAR B. Brajnikov¹.

Les gneiss, les micaschistes, les granites, etc., que l'on considère généralement comme représentant les formations de l'ère archéenne, affleurent sur le territoire brésilien en quatre masses principales, sans compter les affleurements d'étendue moindre².

Ces quatre massifs se présentent ainsi (fig. 1) :

1° Le *Massif côtier* s'étend de l'État de Ceará, à l'extrême NE brésilien, jusqu'à l'État de Santa Catarina au S, sur une longueur totale de l'ordre de 3.000 km et une largeur moyenne de 200 à 300 km.

2° Le *Massif du Goiaz* comprend la plus grande partie de l'État de ce nom et englobe les parties limitrophes de celui de Mato Grosso.

3° Le *Massif Central* s'étend sur la majeure partie des États de Mato Grosso et Pará et sur les régions voisines de l'Amazonas.

4° Le *Massif des Guyanes* s'étend sur les régions septentrionales des États de Pará et Amazonas (au N du fleuve du même nom) et sur de vastes surfaces en Colombie, Vénézuéla et les trois Guyanes.

Les massifs ainsi définis sont séparés à l'affleurement par des zones de sédimentation plus récente. Il semble très important d'interpréter avec soin le rôle tectonique de ces zones pour pouvoir arriver à une conception correcte de la structure du pays. Du N au S, ce sont :

1° La *zone de l'Amazone*, qui semble être une très ancienne zone de subsidence (zone de subsidence de l'Amazone). Elle est formée d'une suite assez continue de dépôts depuis l'Algonkien jusqu'au Permo-Carbonifère ; vient ensuite un hiatus englobant le Trias, le Jurassique et le Crétacé inférieur, avec seulement quelques manifestations volcaniques de la fin du Trias ; la série reprend avec le Crétacé supérieur, le Tertiaire et le Quaternaire continentaux. Les couches supérieures de l'ensemble sont horizontales ; les couches inférieures plongent, avec les pendages de

1. Note présentée par M. BOURCART à la séance du 15 mars 1948.

2. Mapa geológico do Brasil du Depart. Nacion. da Prod. Min., au 1/5.000.000^e. Rio de Janeiro, 1942.

21 décembre 1948.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 11

plus en plus accusés, vers l'axe de la dépression. Il n'est pas nécessaire d'invoquer les mouvements tangentiels de direction N-S pour rendre compte de la déformation des couches, le seul fait d'affaissement progressif, plus marqué dans la zone axiale,

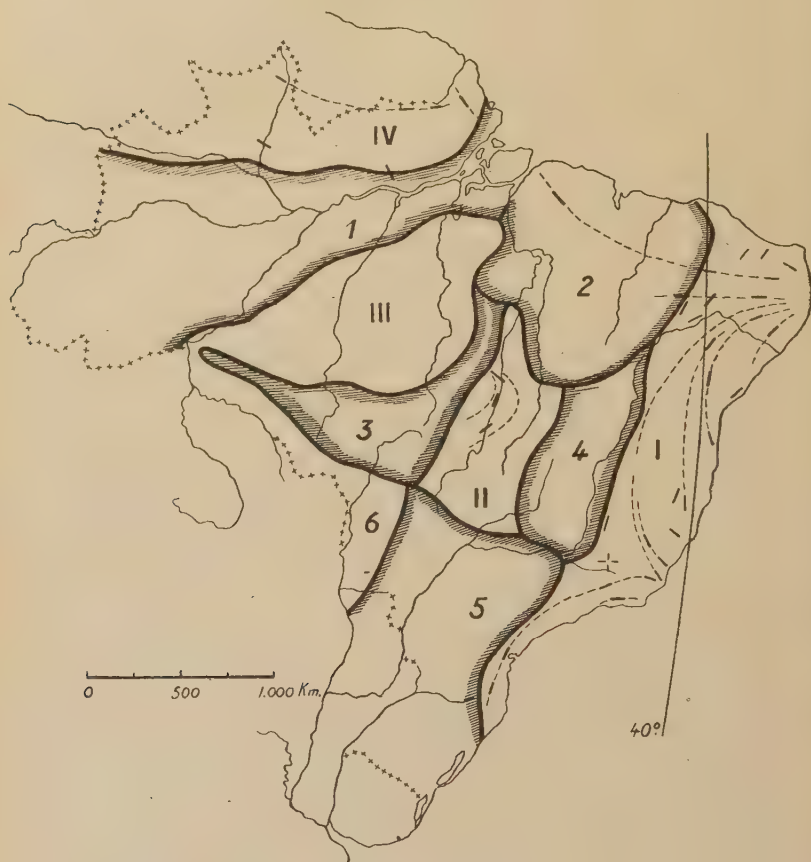


FIG. 1.

I. Massif Côtier; II. Massif du Goiás; III. Massif Central; IV. Massif des Guyanés; 1. Zone de subsidence de l'Amazone; 2. Zone épicontinentale de Maranhão-Piauí; 3. Zone médiane; 4. Fosse tectonique du São Francisco; 5. Zone du rio Parana; 6. Zone du Pantanal, etc.; traits interrompus — directions de schistosité dans les gneiss; croix — frontières politiques du Brésil.

peut l'expliquer de manière satisfaisante. On peut admettre que l'affaissement s'est effectué par saccades, consécutives aux comblements successifs de la zone par les sédiments, et qu'il a été provoqué par le rajustement de l'équilibre isostatique; ceci se

traduit par les discordances angulaires observables entre les divers étages de la série. La zone de subsidence de l'Amazone a été, à diverses reprises, tantôt un bras de mer, progressivement comblé par les sédiments, tantôt un bassin de sédimentation continentale.

2° *Zone épicontinentale de Maranhão-Piauí*, caractérisée par plusieurs transgressions marines successives dont les principales sont :

a) la *transgression silurienne* (gothlandienne?) extrêmement importante qui a peut-être recouvert tout le NE et l'E du continent et dont les dépôts sont actuellement conservés dans les zones de dépression Maranhão-Piauí et du rio São Francisco, à part les nombreux autres gisements dans l'E, le S et le SW du pays. W. D. Johnston et O. H. Leonardos¹ estiment que les dépôts siluriens de Maranhão-Piauí se relie à ceux de São Francisco sous les formations plus récentes, qui recouvrent de vastes surfaces dans les deux États ;

b) la *transgression du Carbonifère moyen et supérieur*, dont les dépôts passent, vers le sommet, aux dépôts continentaux du Permien et du Trias ;

c) la *transgression du Crétacé supérieur* ;

d) la *transgression tertiaire* du Miocène et du Pliocène, se poursuivant, par endroits, par le Quaternaire marin.

3° *Zone médiane* séparant le Massif du Goiaz du Massif Central et enveloppant en bande étroite, en forme de croissant, les bords E et S du dernier. Nos renseignements sur cette zone sont très précaires ; elle semble essentiellement formée de dépôts continentaux triasiques et crétacés (peut-être en partie jurassiques) et, topographiquement, constitue la ligne de partage des eaux entre Xingú et Tapajos (affluents méridionaux de l'Amazone) d'une part, et le rio Paraguay et le rio Araguaia-Tocantins, d'autre part.

4° *Zone du rio São Francisco*. J'ai essayé de montrer ailleurs² que cette zone est un *fossé tectonique* (le fossé tectonique du São Francisco).

1. Les renseignements bibliographiques in A. I. OLIVIERA e O. H. LEONARDOS. *Geologia do Brasil*, Rio de Janeiro, 1943.

2. B. BRAJNIKOV. Les traits structuraux de la vallée du São Francisco (Brésil) *CR. Ac. Sc.*, 1948.

5° *Zone du rio Parana*, comprenant la partie méridionale du Brésil (États Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo et Mato Grosso, en partie). Comme celle de Maranhão-Piauí, cette zone est une *région épicontinentale* comportant une sédimentation variée de dépôts marins transgressifs et de dépôts de terre ferme depuis l'Algonkien jusqu'au Crétacé, avec des lacunes plus ou moins importantes. Cependant, le trait le plus caractéristique de cette zone est donné par les *épanchements de basaltes de plateaux* (magmas toléitiques), analogues aux trapps du Dekkan, et qui couvrent une surface de près de 900.000 km² avec des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres. Il résulte de nombreuses études par plusieurs auteurs, depuis O. Derby jusqu'à D. Guimarães, Glycon de Paiva, V. Leinz, et autres, que c'étaient des effusions tranquilles venues au jour par un réseau de fractures crustales, dont l'orientation prédominante est, semble-t-il, transversale à l'axe du continent, c'est-à-dire plus ou moins E-W. Cette zone est donc structurellement une *zone de fracturation* intense, peut être une *zone charnière* de premier ordre du continent sud-américain, conséquence probable, pour certains auteurs, d'un déséquilibre isostatique provoqué par la disjonction du continent afro-américain et la dérive de l'Amérique : soit, dans l'idée de D. Guimarães¹, indépendamment de ces possibilités, par la glaciation permienne, dont les vestiges abondants se rencontrent dans le S. du Brésil. Mais il est aussi permis de penser que la fracturation en question est un effet d'une *torsion de l'ensemble du continent sud-américain*. L'âge géologique de ces phénomènes grandioses se placerait entre le Trias et le Crétacé inférieur, avec probabilité du maximum vers la fin du Trias — début du Jurassique (D. Guimarães) ou, plus précisément, pendant le Rhétien (O. Leonardos).

Une telle interprétation des bassins de sédimentation, s'éloigne des idées assez courantes sur l'existence de géosynclinaux, notamment sur l'emplacement de la *zone de subsidence de l'Amazonie* et du *fossé tectonique du rio São Francisco* (C. Schuchert et autres); elle conduit à considérer l'ensemble du territoire brésilien comme appartenant à une seule masse continentale, à laquelle il convient de conserver, *pars pro toto*, le nom du *bouclier brésilien*. En effet, toutes les manifestations marines dans les limites du pays sont de caractère épicontinental et même dans la phase la plus critique de mouvements orogéniques récents — le diastrophisme audin — rien ne permet d'admettre que les diverses par-

1. Communication verbale.

ties de ce bouclier aient réagi par des mouvements différentiels, indépendamment de l'ensemble ; tout au contraire, il semble bien que dès sa consolidation définitive à l'Archéen, l'ensemble du bouclier se soit toujours comporté comme une seule masse rigide, bien que ses diverses régions, ci-dessus esquissées, aient, au cours des âges, joué des rôles différents des points de vue tectonique et morphologique.

On reconnaît au Brésil deux directions structurales dominantes qui se manifestent tant dans les accidents tectoniques (cassures, allongement des bassins et des surélévations d'origine orogéniques¹, flexures, etc.), que dans la morphologie et l'hydrographie et qui varient un peu, suivant les régions, autour des directions N-S et E-W. Néanmoins, *les principales directions tectoniques sont celles parallèles aux côtes atlantiques E et N du Brésil, c'est-à-dire NNE-SSW et ESE-WNW*. Il est permis de croire que ces directions sont extrêmement anciennes et que tous les accidents tectoniques, depuis l'Algonkien et jusqu'à l'époque actuelle, se sont moulés sur elles.

La couverture sédimentaire ne joue dans la tectonique du pays qu'un rôle secondaire et passif¹ il faut donc que ces directions aient leur siège et leurs causes dans le soubassement cristallin. Bien que nos connaissances de la structure de l'Archéen brésilien soient encore fort précaires, il est possible d'en tracer, dès maintenant, les principaux traits, du moins pour la région côtière. *Les directions de schistosité dans les gneiss s'ordonnent en guirlandes, concaves vers l'Atlantique* (que l'on peut nommer *guirlandes inverses*, par opposition aux guirlandes insulaires bien connues), avec trois nœuds, l'un dans la région du bas rio Paraíba (à la limite des États de Rio de Janeiro et Espírito Santo), l'autre dans l'extrême NE brésilien et le troisième vers l'embouchure du rio Amazonas. Le premier de ces nœuds donne lieu, vers l'intérieur du pays, à un aplatissement des lits dans les gneiss, dans une région où l'Algonkien est concordant avec l'Archéen supérieur ; le deuxième — simule une véritable *virgation*, s'ouvrant vers l'W en éventail. Cette région du NE serait, d'après D. Guimarães, formée de l'Archéen inférieur recouvert en discordance par de l'Algonkien : on peut donc penser, que la structure en guirlandes inverses est propre aux formations géologiques les plus anciennes connues. Or la direction générale de ces guirlandes est sensiblement parallèle aux deux directions des

1. B. BRAJNIKOV. Essai sur la tectonique de la région à l'Est de Horizonte Belo, Minas Gerais (Brésil). *B. S. G. F.*, (5), XVII, 1947, p. 321.

côtes atlantiques du Brésil qui révèlent donc elles-mêmes une prédisposition structurale remontant à la plus haute antiquité et, comme la morphologie du Brésil est essentiellement déterminée par la structure tectonique, les traits fondamentaux de la topographie brésilienne sont donc régis par ces antiques lignes structurales, rajeunies à diverses époques géologiques.

LE RÉGIME HYDRO-GÉOLOGIQUE DES CALCAIRES ÉOCÈNES DU SYNCLINAL DU DYR EL KEF (TUNISIE)

PAR **Henri Schoeller**¹.

Pour étudier le régime hydraulique et en particulier le coefficient d'alimentation d'un système aquifère, il n'est pas de meilleure unité géologique qu'un synclinal perche. On connaît ainsi parfaitement, non seulement sa surface d'alimentation, mais aussi et surtout, complètement, toutes ses émergences, d'ailleurs presque toujours en petit nombre. Le Dyr el Kef, en Tunisie, se présente ainsi.

Il est essentiellement composé :

- 1° de marnes foncées, dano-montiennes ;
- 2° de 35 à 50 m de calcaires blancs, de marnes blanchâtres paléocènes avec niveaux phosphatés ;
- 3° une assise calcaire, lutétienne, de 50 m d'épaisseur, comprenant : a) 20 m environ de calcaire subcristallin lité, à la base et b) 30 m de calcaire subcristallin massif, au sommet ;
- 4° des conglomérats formés aux dépens des calcaires précédents, des marnes, des calcaires grossiers, des calcaires oolithiques, des grès éocènes.

Les calcaires lutétiens constituent l'ossature et le sommet d'un long synclinal perché, longue gouttière de 7 km 4 de longueur, 1 km 1 de largeur au maximum. Ils ont une surface de 5 km² 88, dont 1 km² 53 seulement recouverts par les marnes éocènes. Le pendage du flanc NW est de 15 à 20°, celui du flanc SE de 20 à 25°. Et l'abaissement axial, du NE vers le Kef, est de 2,6 % en moyenne. L'extrémité NE est à 1.084 m d'altitude ; l'extrémité SW à 750 m environ.

Ainsi situés au sommet du synclinal, les calcaires lutétiens, reposant sur des assises relativement imperméables, contiennent une nappe d'eau en réseaux et en chenaux. Mais il est vraisemblable, et cela est certain à l'extrémité SW du synclinal, à la source du Kef par exemple, que l'eau a pu se tailler une circulation dans les calcaires blancs et les marnes blanchâtres du Paléocène.

La nappe s'écoule du NE vers le SW, jusqu'à la source du

1. Note présentée à la séance du 12 avril 1948.

Kef qui de fait en est le seul exutoire. Toutes les petites sources entourant le Dyr ne sont pas en effet autre chose que de petites émergences d'éboulis.

La surface d'infiltration est celle des calcaires lutétiens, 4 km² 35. Presque toute cette surface est entièrement dénudée. Il n'y a pour ainsi dire pas de végétation, pas de terre végétale. Presque toutes les fissures sont à nu. Seule l'extrémité NE, sur une longueur de 2 km, est boisée en petits chênes rabougris. On conçoit donc que presque toute l'eau de pluie puisse rapidement s'infiltrer jusqu'à la nappe, se soustraire effectivement à l'évaporation. Le ruissellement semble d'ailleurs être presque nul. De plus la surface d'alimentation est plus grande que la surface d'infiltration directe. Elle comprend en effet aussi la surface des calcaires grossiers et marnes éocènes. Car toute l'eau qui ne s'infiltré pas à travers cette formation pour gagner la nappe des calcaires lutétiens, ruisselle, et finit par atteindre les calcaires dans lesquels elle s'engouffre. Nous pouvons donc admettre une surface d'alimentation de 5 km² 88.

Ainsi donc, nous connaissons la surface d'alimentation de ce système aquifère, d'une manière très exacte. Nous connaissons son exutoire, la source du Kef, dont le débit est mesuré chaque semaine. Nous avons ainsi, avec la pluviométrie, tous les éléments permettant d'étudier le régime hydraulique de la source et de la nappe du Dyr el Kef.

Ici, comme dans le reste de la Tunisie, l'année pluviométrique se divise en une saison pluvieuse, d'octobre-décembre à avril-mai, et une saison sèche le reste du temps. Pendant la saison pluvieuse les nappes se remplissent. Pendant la saison sèche, selon la loi de Dausse, les pluies ne profiteraient pas aux nappes qui se videraient comme se viderait un réservoir. Les nappes alors se trouvent, selon l'expression de Maillet, en « régime non influencé ».

Il est facile de calculer que dans un tel régime non influencé, la vidange d'un tel réservoir par une source unique de débit q , peut être exprimée, en fonction du temps, par les équations suivantes dans lesquelles le débit est q au temps t et q_0 au temps t_0 . La loi d'écoulement étant $q^n = a^n h$, h étant la perte de charge correspondant au débit q , n variant entre 1 et 2, on a alors :

1° Réservoir dont la surface horizontale S ne se trouve pas modifiée en grandeur, au cours de la vidange :

$$(a) \quad q^{n-1} = q_0^{n-1} - \frac{a^n}{S} \frac{n-1}{n} (t - t_0) \text{ pour } n \neq 1$$

$$(b) \quad q = q_0 - \frac{1}{2} \frac{a^2}{S} (t - t_0) \quad \text{pour } n = 2$$

$$(c) \quad q = q_0 e^{\frac{-a^2}{S} (t - t_0)} \quad \text{pour } n = 1$$

2° Réservoir constitué par une nappe libre, en mouvement :

$$(d) \quad \frac{\frac{1}{q}}{\frac{1}{q_{n+1}}} = \frac{\frac{1}{q}}{\frac{1}{q_{0n+1}}} + C (t - t_0) \quad \text{pour } n \neq 1.$$

$$(e) \quad \frac{1}{q^{1/3}} = \frac{1}{q_0^{1/3}} + C' (t - t_0) \quad \text{pour } n = 2.$$

$$(f) \quad \frac{1}{\sqrt{q}} = \frac{1}{\sqrt{q_0}} + C'' (t - t_0) \quad \text{pour } n = 1.$$

Ces mêmes formules permettent, par intégration, de calculer le volume $Q_0 - Q$ de la nappe, débité par la source entre le temps t_0 où le débit est q_0 et le temps t où le débit est q , et par conséquent aussi, en annulant q et Q , le volume Q_0 de la nappe au moment où la source a le débit q_0 . Ainsi aux cas a , b , c , correspondent respectivement les formules suivantes dans lesquelles Q est exprimé en m^3 , q en l/s , a/S étant calculé avec le jour pris comme unité de temps.

$$(a') \quad Q_0 - Q = \frac{q_0^n - q^n}{a^n/S} \times 86,4$$

$$(b') \quad Q_0 - Q = \frac{q_0^2 - q^2}{a^2/S} \times 86,4$$

$$(c') \quad Q_0 - Q = \frac{q_0 - q}{a/S} \times 86,4$$

Connaissant la loi de vidange de la nappe, on peut donc calculer le volume V_p apporté par les pluies entre deux moments t_0 et t , où le débit de la source a pour valeur q_0 et q , si l'on a mesuré le volume V_s débité par la source entre ces deux temps t_0 et t , car $V_p = V_s (Q_0 - Q)$. Et si, par conséquent, on connaît la hauteur P de la pluie et la surface S d'alimentation du bassin, on en calcule aisément le coefficient d'alimentation $A = \frac{V_p}{PS}$. Seule cette méthode permet de déterminer, d'une

manière aussi exacte que possible, la quantité d'eau apportée à une nappe par la pluie entre deux moments donnés. Il ne suffit pas, en effet, pour la calculer de ne considérer que le volume d'eau débité par la source, par exemple pendant une année. Il est nécessaire de tenir compte de la modification $Q_0 - Q$ du volume de la nappe qui s'est produite. Et cette modification ne peut être calculée que si l'on connaît la formule de vidange de la nappe. Si on ne la connaît pas, on doit choisir une période $t - t_0$, telle qu'à la fin de celle-ci, le volume Q de la nappe soit le même que celui Q_0 de la nappe à l'origine, c'est-

à-dire que l'on ait aussi $q = q_0$. Mais il est rare que dans un *cycle hydraulique annuel* d'une source le débit q_0 d'étiage du commencement du cycle soit le même que le débit, q , d'étiage de la fin.

Dans un tel cycle hydraulique, sous un climat comportant annuellement une saison pluvieuse suivie d'une saison sèche, on distingue une période AB de crue, suivie d'une période BC de décrue (fig. 1). Pendant la période AB, l'alimentation de la nappe est plus grande que son débit; tandis que pendant la période BC, c'est l'inverse qui se produit. Supposons qu'au moment t_2 la nappe cesse complètement d'être alimentée. Elle sera en régime non influencé, et la courbe de décroissance du débit en fonction

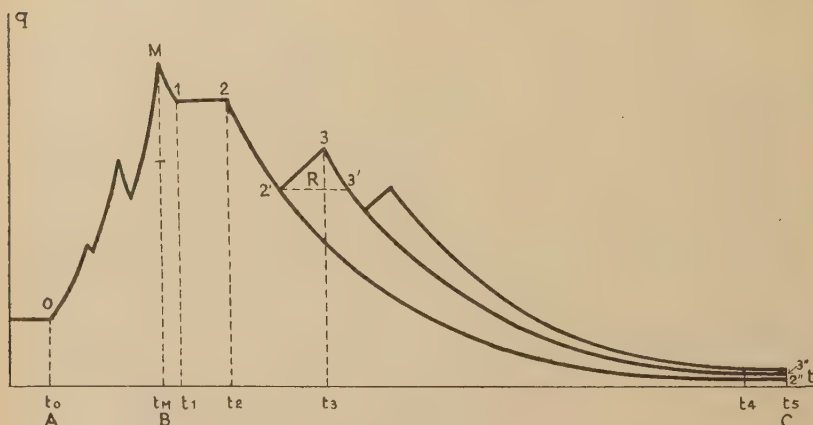


FIG. 1. — Débit, q , d'une source en fonction du temps, t .

du temps, suivra la ligne $2' 2''$, correspondant à l'une des formules précédentes. Qu'à la suite d'une pluie P, la nappe se trouve alimentée entre les temps t_2 et t_3 , le volume Q de la nappe se trouvera augmenté et le débit q de la source s'accroîtra jusqu'en 3. Puis la source se trouvera à nouveau en régime non influencé et son débit suivra la ligne $3 3' 3''$ correspondant à la même formule que précédemment. La distance horizontale, comprise entre les deux courbes $2' 2''$ et $3 3' 3''$ sera partout la même quelle que soit l'ordonnée considérée. J'appellerai cette distance exprimée en jours le *retard de vidange* de la nappe, occasionné par la pluie P. Il est clair que si l'on connaît ce retard $t'_3 - t'_2$ de la nappe, et qu'il est facile de déterminer sur un graphique de débit de source, on peut calculer le volume d'eau apporté par la pluie P à la nappe. Ce volume d'eau n'est pas en effet autre chose que la quantité d'eau débitée par la source entre ces temps t'_2 et t'_3 , soit la surface $t'_2 2' 3 3' t'_3$. On pourrait donc aussi

facilement déterminer le coefficient d'alimentation de la nappe à ce moment.

Il peut arriver que le débit de la source soit constant à certains moments, comme par exemple entre t_1 et t_2 en période de crue, ou entre t_4 et t_5 en période d'étiage. Le volume d'eau apporté par la pluie est alors exactement le même que le volume d'eau débité par la nappe, ce qui permet encore de calculer le coefficient d'alimentation à ces moments-là.

Mais pour toutes ces déterminations, il est de la première importance de connaître le délai séparant une pluie de son influence sur le débit de la source.

Pour la source du Kef, j'ai eu à ma disposition les relevés hebdomadaires des débits et les relevés pluviométriques journaliers, entre les années 1927 et 1934 comprises.

Chacune de ces années comprend nettement une saison sèche et une saison pluvieuse et un cycle hydrologique correspondant, présentant une période de crue, suivie d'une période de décrue. Chacun de ces cycles ne débute pas forcément à la même date; et la durée de chacun d'eux n'est pas nécessairement la même. Les débits d'étiage, commençant ces cycles, ont varié de 13 à 26 l/s, les débits de crue de 64 à 215. L'indice de variabilité annuel R_a , c'est-à-dire le rapport entre le débit maximum et le débit minimum a été compris entre 4,2 et 16,5. La source du Kef est donc une *source variable*. La pluviométrie a enfin oscillé entre 348 mm 2 et 676 mm 6, pour des périodes correspondantes, $t_5 - t_0$, aux cycles hydrologiques.

Année	t_0 début cycle	q_0 à t_0	t_M au max. crue	q_M à t_M	$t_M - t_0$	t_e étiage
1927..	1/ 1/27	17	10/ 1/27	164	9	25/11/27
1928..	10/12/27	14	21/ 1/28	160	42	1/10/28
1929..	10/11/28	25	1/ 4/29	178	142	1/10/29
1930..	1/10/29	42	22/ 2/30	160	144	1/12/30
1931..	1/12/30	26,5	20/ 2/31	215	81	20/11/31
1932..	20/11/31	13	22/12/31	214	32	10/ 2/33
1933..	10/ 2/33	23	10/ 3/33	169	28	21/11/33
1934..	21/11/33	15	10/ 2/34	160	81	10/11/34

Année	q_e à t_e	t_5 fin cycle	q_5 à t_5	$t_5 - t_M$	$t_5 - t_0$	R	P
1927..	13	10/12/27	14	336	345	12,6	463,5
1928..	24	10/11/28	25	303	345	6,7	643,0
1929..	42	1/10/29	42	183	325	4,2	616,0
1930..	26,5	1/12/30	26,5	302	446	6,0	633,6
1931..	13	20/11/31	13	273	354	16,5	513,7
1932..	23	10/ 2/33	23	415	447	9,3	676,6
1933..	15	21/11/33	15	256	284	11,3	348,2
1934..	27	10/11/34	27	273	354	5,9	606,0

En reportant sur un même graphique les pluies et les débits en ordonnée et le temps en abscisse, on constate que les pluies se font sentir à la source au bout de 2 à 4 jours.

La même étude montre que les grosses pluies d'été, les pluies orageuses torrentielles de juin, juillet, août, apportent de l'eau aux réseaux aquifères. A la suite de ces pluies, le débit de la source augmente rapidement. Mais une fois la pluie cessée, le débit décroît presque aussi vite.

Ainsi à la suite d'une pluie de :

35 mm 7 du 18/8/27	le débit est passé de	17 à 24 l/s
82 mm 2 du 14 au 23/7/28	—	37 à 46 —
18 mm 5 du 3 au 8/9/28	—	28 à 29 —
26 mm 0 du 14 au 17/10/28	—	24 à 28 —
4 mm 1 du 20/10/29	—	43 à 53 —
11 mm 0 du 14/8/34	—	46 à 54 —

D'autres pluies ont empêché la diminution du débit de la source, montrant ainsi nettement qu'elles ont alimenté encore la nappe :

pluie de	1 mm 3 du 28 et 29/6/27	débit	24 l/s
	24 mm 7 du 23 et 24/10/28	—	28 —
	17 mm 6 du 10 et 15/6/29	—	118 —
	2 mm 9 du 12 et 13/8/29	—	64 —
	6 mm 5 du 18 et 19/9/31	—	15 —

On constate que d'une manière générale les pluies à partir de 4 à 5 mm peuvent se faire sentir jusqu'aux fissures, en ralentissant la diminution du débit de la source. Mais on constate également que de grosses pluies d'été n'y arrivent pas, probablement parce que ces pluies enregistrées à la station du bureau de la Subdivision des Travaux publics du Kef ne sont pas tombées sur le bassin d'alimentation de la source. L'inverse a d'ailleurs pu se produire, des pluies tombées sur le Dyr ont pu ne pas être enregistrées au pluviomètre des Travaux publics.

Quoi qu'il en soit, on voit que dans un massif calcaire, contrairement à la loi de Dausse, les pluies d'été peuvent profiter aux nappes ; et nous verrons plus loin dans quelle mesure.

L'étude des courbes de débit de la source, en période de vidange montre l'impossibilité de ramener leur ensemble à une seule fonction. Cela tient à ce que, d'abord presque toutes les pluies profitent aux nappes et que par conséquent de très petits tronçons de ces courbes seulement correspondent au régime non influencé ; ensuite à ce qu'il y a plusieurs régimes, deux au moins, un régime de grandes fissures et un régime de petites fissures.

Il est bien clair que la courbe de vidange des petites fissures apparaîtra distincte en période d'étiage, en régime non influencé. Cette vidange des petites fissures se fait en effet très lentement, se prolonge longtemps. La pente de leurs courbes est faible. Tandis que les vidanges des grosses fissures sont rapides et possèdent des courbes à forte pente, se terminant rapidement. Ces dernières vidanges sont celles qui succèdent immédiatement aux chutes de pluie. Comme les courbes de vidange des grosses fissures s'ajoutent, se posent si l'on veut, sur les courbes de vidange des petites fissures (fig. 2), la détermination de leurs caractéristiques doit surtout se faire dans les périodes où la courbe de vidange des petites fissures n'a plus qu'une très faible pente, c'est-à-dire vers la fin de la vidange. On peut donc, sans grande erreur, accepter pour

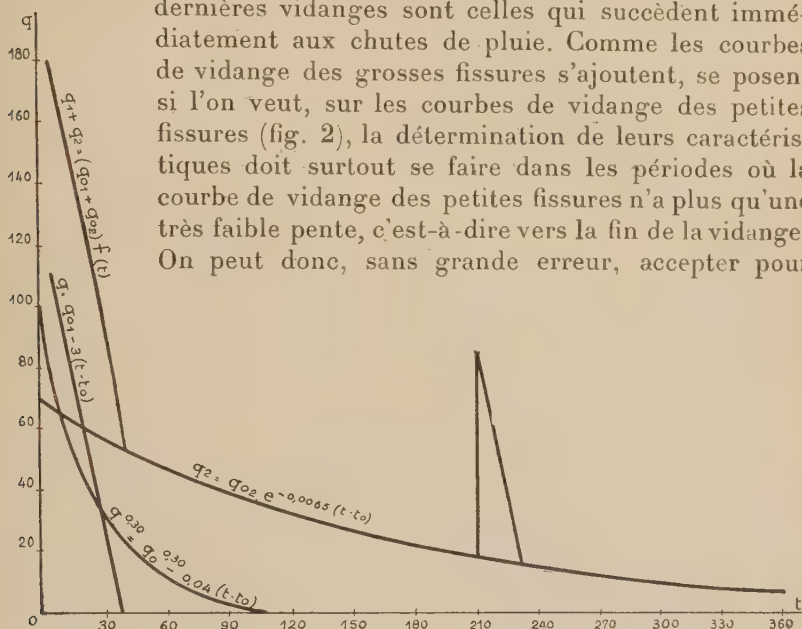


FIG. 2. — Débit q d'une source en fonction du temps t .
(Superposition du régime turbulent au régime lumineux).

réelle la pente observée de la courbe de vidange des grosses fissures, pendant ces périodes d'étiage.

Nous constatons ainsi que, lors de la vidange en saison sèche, en régime non influencé, les rapports $m = \frac{\log q_1 - \log q_2}{t_2 - t_1}$, sont relativement voisins :

Date	m	q l/s
août 1930.....	0,00275	40-32
juil.-sept. 1932.....	0,00214	30-20
août-nov. 1933.....	0,0030	50-20
août-sept. 1934.....	0,0028	80-60

On a donc approximativement $m = 0,0028$. Et par conséquent la formule de vidange des petites fissures :

$$\log q = \log q_0 - 0,0028 (t - t_0)$$

$$\text{soit (1)} \quad q = q_0 e^{-0,00645 (t-t_0)}$$

$$\text{et (2)} \quad Q_0 - Q = \frac{q_0 - q}{0,00645} \times 86,4$$

Cela correspond bien à un régime hydraulique dans des petites fissures pour lesquelles la loi de circulation de l'eau est $q = a h$.

En admettant qu'au temps t_0 le débit des petites fissures soit de 50 l/s, au bout du temps t le débit q et le volume Q correspondant de la nappe et la vidange $Q_0 - Q$ seront :

t	q l/s	Q m ³	$Q_0 - Q$ m ³
0 jours.....	50	670.000	0
100 —	26,2	351.000	319.000
200 —	13,8	185.000	485.000
300 —	9,1	122.000	548.000

Pour calculer la vidange des grosses fissures, nous considérons les chutes brusques de débit, succédant à de fortes pluies c'est-à-dire correspondant aux vidanges de l'eau apportées par ces pluies. Nous constatons pour pente $-dq/dt$ de ces chutes de débit, les valeurs suivantes :

	$-dq/dt$	q		$-dq/dt$	q
1929.....	3,8	160-120	1932.....	3,2	160-128
	2,6	110-80		3,5	80-45
	3,4	90-60	1933.....	4,0	170-90
	1,5	65-50		3,2	90-60
1930.....	3,2	160-128	1934.....	3,2	160-128
	3,2	138-110		2,5	128-100
1931.....	4,4	180-132		2,7	45-60
	3,7	128-90		2,3	40-55
	1,8	35-16			

La pente $-dq/dt$ reste à peu de chose près la même. Elle oscille autour de 3. On aurait $-dq/dt = 3 \pm 1,5$. Néanmoins on peut se demander si $-dq/dt$ n'est pas fonction de q . Si en effet on a :

$$-dq/dt = \frac{a^n}{nS} q^{2-n} \text{ on a affaire à la formule de vidange a}$$

$$-dq/dt = \frac{1}{2} \frac{a^2}{S} \quad \text{---} \quad b$$

$$-dq/dt = a q/S \quad \text{---} \quad c$$

$$-dq/dt = C(n+1) q^{\frac{n+2}{n+1}} \quad \text{---} \quad d$$

$$-dq/dt = 3 C' q^{4/3} \quad \text{---} \quad e$$

$$-dq/dt = 2 C'' q^{3/2} \quad \text{---} \quad f$$

A l'aide des données précédentes, nous avons donc construit deux graphiques, l'un de $-dq/dt$ en fonction de q , l'autre de $\log(-dq/dt)$ en fonction de $\log q$. Sur le premier graphique, les points peuvent être compris entre deux droites de pente égale à $\frac{-dq/dt}{q} = 0,0236\%$, mais ce qui ne s'accorde pas avec celle des courbes de vidange des grosses fissures. On peut également placer les points de part et d'autre de deux droites de pente $\frac{-dq/dt}{q} = 0,0645$ pour les débits supérieurs à 85 l/s et l'autre une pente de 0,0333 pour les débits inférieurs, les formules de vidange étant alors :

$$\begin{aligned} (q - 72,7) &= (q_0 - 72,7) e^{-0,0645(t-t_0)} && \text{pour } q > 85 \text{ l/s} \\ \text{et } (q + 27,2) &= (q_0 + 27,2) e^{-0,0333(t-t_0)} && \text{pour } q < 85 \text{ l/s.} \end{aligned}$$

Mais l'assemblage de ces deux courbes, incompréhensible en soi, ne satisfait pas aussi les observations faites sur le graphique de débit. Seule reste la solution de la formule :

$$(3) \quad q = q_0 - (3 \pm 1,5) (t - t_0)$$

solution qui correspond à une vidange de fissures pour lesquelles la loi de circulation de l'eau est $q^2 = a^2 h$. Or précisément une telle loi correspond bien à celle de grosses fissures, comme celles dont il est question. Cette courbe est satisfaisante. On a alors :

$$(4) \quad Q_0 - Q = \frac{q_0^2 - q^2}{2(3 \pm 1,5)} \times 86,4.$$

Sur le second graphique, les points peuvent être compris entre deux droites de pente $\frac{\log(-dq/dt)}{\log q} = 0,706$. Et la droite moyenne a pour coordonnées :

$$\begin{aligned} (g) \quad \log(-dq/dt) &= -0,876 + 0,706 \log q \\ \text{d'où } (h) : \quad -dq/dt &= 0,133 q^{0,706}. \end{aligned}$$

Par conséquent la loi de vidange est de la forme (a) p. 168 avec dérivée $-dq/dt = \frac{a^n}{nS} q^{2-n} (j)$.

Des formules (h) et (j) on tire :

$$n = 2 - 0,706 = 1,30 \quad \text{et } a^n/S = 0,173.$$

La formule (a) devient alors :

$$(5) \quad q^{0,30} - q_0^{0,30} = -0,04 (t - t_0)$$

et l'on a :

$$Q_0 - Q = \frac{q_0^{1,30} - q^{1,30}}{0,173} \times 86,4.$$

Q étant exprimé en m^3 et q en l/s, si t est exprimé en jours. On constate que cette courbe (5), très voisine de la précédente (3) pour les débits supérieurs à 50 l/s, s'accorde bien aussi avec les données du graphique de débit (fig. 2).

Ces formules vont nous permettre de calculer le volume de l'eau contenue dans la nappe du Dyr. Supposons par exemple qu'en temps de crue, le débit des petites fissures soit de 50 l/s, ce qui correspond sensiblement à ce que donne la formule de vidange des petites fissures, en remontant de l'étiage. Le reste sera alors débité par les grosses fissures.

Soit par exemple le débit, en temps de crue, de 160 l/s. La formule (2) donne avec $q = 50$, le volume contenu dans les petites fissures, 670.000 m^3 . Le volume enfermé dans les grosses fissures avec $q = 160 - 50 = 110$ l/s est $Q_0 = 174.200 m^3$ avec la formule (4), et $Q_0 = 225.000 m^3$ avec la formule (6), valeurs qui sont du même ordre de grandeur. On a donc pour volume de l'eau de la nappe 844.000 à 895.000 m^3 .

En admettant que la nappe n'occupe qu'un tiers de la surface et arbitrairement que la porosité moyenne du calcaire soit de 5 %, la hauteur moyenne de la nappe se trouverait donc être de 8 m 6 à 9 m 1, ce qui est très peu.

Soit maintenant le débit de 15 l/s à l'étiage. Seules les petites fissures fonctionnent à ce moment. Le volume de la nappe donné par la formule (2) est alors $Q_0 = 201.000 m^3$.

Nous nous proposons maintenant de calculer le coefficient d'alimentation de la nappe, pour chacun des cycles annuels et aux moments des périodes d'étiage, de décrue, de débit maximum et de crue.

Coefficient d'alimentation annuel : Le tableau suivant en résume les calculs et les résultats. Dans chaque cycle, Q représente le volume débité par la source pendant le cycle ; q_1 le débit de la source au début du cycle ; q_2 à la fin ; $Q_2 - Q_1$ calculé à l'aide de la formule (2) de vidange des petites fissures donne la différence du volume de la nappe entre celui du début et celui de la fin du cycle ; $Q_4 = Q + (Q_2 - Q_1)$ se trouve représenter ainsi l'alimentation de la nappe par les pluies au cours du cycle ; h_4 est la hauteur de pluie correspondante, exprimée en mm, soit $Q_4 \times 1.000/3.880.000$, 3.880.000 étant la surface en m^2 de la

zone d'alimentation. On peut ainsi calculer $A = 100 \ h_4/P$, le coefficient d'alimentation. Il ressort de ce tableau que *le coefficient d'alimentation de la nappe du Dyr el Kef est très grand. Il varie de 32,2 à 90 %, avec une moyenne de 70,5 %*. La haute valeur de ce coefficient d'alimentation est due à ce que les calcaires éocènes du Dyr sont à nu, quasi dépourvus de terre végétale et de végétation. Les fissures y sont ouvertes. Les moindres pluies peuvent y pénétrer profondément et se soustraire à l'évaporation. L'arrivée des pluies d'été jusqu'à la source en est une preuve. *Il est non moins remarquable de constater la variabilité du coefficient d'alimentation d'une année à l'autre. C'est donc une erreur que de croire celui-ci constant. On ne peut le déterminer à l'aide d'une seule année d'observations.*

Durée du cycle	Q m ³	q ₁ -q ₂ l/s	Q ₁ -Q ₂	Q ₄	h ₄	P mm	A %
1/ 1/27-10/12/27	931.183	+ 1,92	- 23.700	905.484	154	463,5	33,2
10/12/27-10/11/28	1.947.525	- 11,0	+ 147.400	2.094.925	356	643,0	55,4
10/11/28- 1/10/29	3.112.611	- 11,0	+ 147.400	3.260.011	554	616,0	90,0
1/10/29- 1/12/30	2.807.930	+ 14,7	- 19.700	2.610.930	444	633,6	70,2
1/12/30-20/11/31	2.647.572	+ 15,4	- 206.200	2.441.372	415	513,7	80,8
20/11/31-12/ 2/33	3.024.138	- 10,2	+ 136.600	3.160.738	537	676,6	79,5
10/ 2/33-20/11/33	1.678.786	+ 8,2	- 111.200	1.567.586	266	348,2	76,4
20/11/33-10/10/34	2.365.009	- 19,2	+ 232.200	2.617.209	445	606,0	73,6

Coefficient d'alimentation des périodes d'étiage : Ces périodes d'étiage ont généralement lieu de septembre à novembre. Celle de 1932 s'est cependant poursuivie jusqu'en février 1933. Nous avons choisi des périodes à débit q de la source restant relativement constant, pendant lesquelles, par conséquent, la nappe reçoit une alimentation égale au débit de la source. R est le retard de la vidange ; Q le volume d'eau débité par la source pendant ce retard ; c'est-à-dire aussi le volume d'eau apporté par la pluie ; h est la hauteur d'eau correspondante (calculée en admettant la surface d'alimentation égale à 58.800.000 m²) P est la pluie en mm, tombée pendant ce retard. On voit donc que *le coefficient d'alimentation A , pendant cette période est relativement faible, variant de 16,8 à 25, 1 %*. *Les pluies d'automne profitent aux nappes, mais moins qu'en moyenne dans l'année.*

Date	P mm	R j	Q m ³	q l/s	h mm	A %
oct. 32-fév. 33.	236,1	130	292.500	26	49,7	21,0
sept.-nov. 30.	56,3	70	78.400	13	13,3	23,6
sept.-nov. 29.	164,6	70	187.500	31	31,9	19,4
sept.-nov. 28.	130,8	60	129.600	25	22,0	16,8
oct.-nov. 27.	52,6	65	78.000	14	13,2	25,1

23 décembre 1948.

Bull. Soc. Géol. Fr. (5), XVIII. — 12

Coefficient d'alimentation des périodes de décrue : Le coefficient d'alimentation des périodes de décrue a été calculé en utilisant les crues passagères provoquées par les pluies, selon les méthodes que j'ai indiquées plus haut (p. 169). Les données et les résultats sont exprimés dans le tableau suivant dans lequel les lettres ont la même signification que dans le tableau précédent. On voit que le coefficient A d'alimentation est plus grand qu'en période d'étiage. Il varie de 19,4 à 76,8 %, 49,2 en moyenne. Les pluies de la fin du printemps et du début de l'été profitent encore bien à la nappe, plus qu'à l'automne pendant la période d'étiage, mais moins qu'en moyenne dans l'année.

	P mm	R j	Q m ³	q l/s	h mm	A %
août 1934....	11,0	12	46.000	45	7,8	70,9
juin —	16,4	10	74.000	86	12,6	76,8
mai-juin 1933.....	83,6	47	27.600	58	46,9	56,1
juin 1932.....	29	10	69.000	69	11,7	41,3
mai-juin 1930....	52,2	20	137.000	80	23,3	44,6
juil. 1928.....	82,7	26	93.000	42	15,8	19,1
avr.-mai 1927.....	80,3	30	174.000	68	29,6	36,8
				moyenne		49,2

Coefficient d'alimentation en période de crue : Nous l'avons calculé, d'abord en période d'étal de crue de la même manière qu'en période d'étiage, et ensuite en période de crue partant de l'étiage précédent jusqu'au maximum ou à un point voisin du maximum de la crue.

Pour ce faire, nous avons arbitrairement admis qu'en période de crue le débit des petites fissures est de 50 l/s, le débit restant se faisant alors par les grosses fissures. Il résulte de l'arbitraire du choix que les résultats suivants ne seront plus que très approximatifs, contrairement aux précédents.

Si donc q_2 est le débit au moment des crues, $q_2 - 50$ est le débit provenant des grosses fissures. q_1 étant le débit de la source à l'étiage précédant la crue et au moment où seules les petites fissures donnent, le volume d'eau de la nappe est à ce moment $Q_1 = q_1 \times 86,4/0,00645$. Au moment du maximum de la crue, le volume d'eau contenu dans les petites fissures est $Q'_2 = 50 \times 86,4/0,00645 = 670.000 \text{ m}^3$ et le volume d'eau contenu dans les grosses fissures est :

$$Q''_2 = (q_2 - 50)^2 \times 86,4/6 \quad \text{ou} \quad Q''_2 = (q_2 - 50)^{1,30} \times 86,4/0,173$$

suitant que l'on s'adresse au cas des formules (4) ou (6). Le volume de la nappe au maximum de la crue est alors $Q = Q'_2 + Q''_2$. Si le volume d'eau débité par la source, entre l'étiage et le maximum de la

crue est Q_3 , on voit que l'eau apportée par la pluie est $Q_4 = Q_2 + Q_3 - Q_1$. Et si $h_4 = Q_4 \times 1.000/S$ est la hauteur en mm correspondante et P est la pluviométrie en mm, le coefficient d'alimentation est $A = 100 h_4/P$.

Calcul d'après les périodes d'étal en période de crue.

	P mm	R j	Q m ³	q l/s	h mm	A %
20 fév.-20 mai 1934..	184,5	90	995.300	128	169	91,6
1 ^{er} janv.-20 mars 1929..	170,7	80	884.700	128	150	88

Calcul d'après les périodes de crues avec la formule (4).

	Q ₁	q ₁	q ₂	Q ₂
10/12/27-1/12/28	187.500	14	50 + 110	670.000 + 174.200 = 844.200
1/12/30-10/3/31	371.000	26,5	50 + 140	670.000 + 282.000 = 952.000
20/11/31-10/1/32	174.000	13	50 + 110	670.000 + 174.200 = 844.200
20/11/33-20/2/33	201.000	15	50 + 78	67.000 + 87.600 = 757.600

	Q ₃	Q ₄	h ₄	P	A
10/12/27-1/12/28	345.300	1.012.000	172	231,2	74,5
1/12/30-10/3/31	994.000	1.575.000	268	271,7	98,6
20/11/31-10/1/32	475.500	1.145.500	195	226,6	86,2
20/11/33-20/2/33	619.315	1.172.900	200	258,5	77,4

Q_1 = volume de la nappe à l'étiage avant la crue. Q_2 au moment de la crue.
 Q_3 = volume de l'eau débité par la source entre l'étiage et la crue. Q_4 = volume d'eau apporté à la nappe par la pluie $Q_4 = Q_2 + Q_3 - Q_1$.

Calcul d'après les périodes de crue avec la formule (6).

Q ₂	Q' ₂	Q ₄	h ₄	A
670.000 + 225.000 = 895.000		1 052.800	179	77,5 %
670.000 + 307.000 = 977.000		1.600.000	272	100
670.000 + 895.000 = 895.000		1.196.300	203	89,6
670.000 + 144.000 = 814.000		1.232.300	209	80,8

Q_2 est calculé à l'aide de la formule $Q = q^{1,30} \times 86,4/\infty$.

Tableau résumé :

Année	Période de crue	Période de stabilité de crue	Période de décrue	Période de stabilité d'étiage	Année
1927....			36,8	25,1	33,2
1928....	78,7		19,1	16,8	55,3
1929....		88		19,4	90,0
1930....			44,6	23,6	70,2
1931....	98,6				80,8
1932....	86,2		40,3	21,0	79,5
1933....			56,1		76,4
1934....	77,4	91,6	70,9-76,8		73,6

Conclusion. Le graphique du débit de la source du Dyr el Kef nous a très nettement montré l'existence d'au moins deux circulations se superposant dans les calcaires, l'une à régime turbulent l'autre à régime laminaire. La première se vide suivant la formule $q = q_0 - (3 \pm 1,5) (t - t_0)$ ou $q^{0,30} = q_0^{0,30} - 0,04 (t - t_0)$ et la seconde suivant la formule $q = q_0 e^{-0,006t}$ ce qui permet de calculer le volume de l'eau de la nappe : 900.000 m³ en période de crue, 200.000 m³ en période d'étiage.

Enfin il est tout à fait remarquable de constater la grande valeur du coefficient d'alimentation annuel, 70,5 % en moyenne et variant de 33 à 90 %. La quasi absence de terre végétale et de végétation sur les affleurements des calcaires éocènes en est la cause. Et ce qui est encore à retenir, c'est la variation de ce coefficient d'alimentation d'une année à l'autre. Il est loin d'être fixe, comme on serait tenté de l'admettre *a priori*. De plus, il varie aussi d'une saison à l'autre ; il est plus grand en période de crue qu'en période de décrue, celui de la période d'étiage étant le plus faible.

LE QUATERNAIRE DES GRÈVES DE ROSCOFF (FINISTÈRE)

PAR **Jacques Bourcart**¹.

Malgré l'importance des travaux de Ch. Barrois et de l'École géologique de l'Ouest : de A. Bigot, tout d'abord, maître incontesté, de Louis Dangeard et d'Yves Milon — auxquels il faut ajouter L. Collin et L. Berthois — l'étude du Quaternaire du littoral de Roscoff, grâce aux exceptionnelles facilités de travail que donne la Station Biologique de l'Université de Paris, peut encore permettre de préciser et de généraliser, par l'observation de coupes très étendues, les connaissances que nous avons de l'histoire récente du littoral atlantique français. Les théories actuelles sont, en effet, surtout basées sur des coupes isolées, étudiées par des méthodes dissemblables.

Il est actuellement possible de joindre à l'analyse des formes de la surface rocheuse (bed-rock), l'étude minéralogique, granulométrique, paléontologique, micropaléontologique et archéologique des affleurements toujours frais de cette côte. Dès 1909, P. Marais de Beauchamp² l'auteur de cet admirable livre que sont les « Grèves de Roscoff », première monographie écologique en France d'un district marin, m'avait entraîné à l'étude du Quaternaire sous-marin. Les observations que j'ai pu faire, depuis cette date, soit à marée basse, soit à l'aide d'une drague, devront être aujourd'hui complétées par des sondages plus profonds. Mais avant que s'ouvre cette période, je crois utile de résumer les observations que j'ai pu faire dans cette région entre Brignogan et Saint-Jean-du-Doigt. Je le ferai sans entreprendre, faute de place, de comparaisons avec les autres coupes décrites ailleurs en Bretagne et en Normandie, mais ce n'est pas sans les avoir étudiées³.

1. Note présentée à la séance de 12 avril 1948.

2. Le seul travail consacré au Quaternaire de Roscoff est celui de M. DREYFUSS : Étude des alluvions quaternaires et du limon des plateaux des environs de Roscoff, Paris, M. Cahen, 1926, 15 p., 4 fig. et 1 carte. Je ne suis pas d'accord avec les qualifications de l'auteur qui ne sont basées que sur de très rapides observations.

3. Un résumé de nos connaissances en cette matière a été donné par A. BIGOT : Livre jubilaire S. G. F., I, p. 133, 149, Paris. 1931, et *Rev. Géog. phys. et Géol., dyn.*, IX, 2, 1936, p. 197-208.

Le littoral des environs de Roscoff, dans ces limites, est une côte rocheuse, essentiellement granitique (Léon), jusqu'à la profonde indentation de la baie de Morlaix, puis variée dans sa partie orientale, « trégorroise » : micaschistes, orthoamphibolites, schistes, tufs et même calcaires, métamorphisés par le granite. La côte léonarde est, elle aussi, découpée par de grandes baies sableuses : baies de Goulven, de Siec, Aber de Roscoff. Des centaines d'îlots ou de récifs, outre les deux grandes îles de Siec et de Bas, parsèment la frange côtière. Non seulement ces deux grandes îles, mais même certains îlots (îles « vertes ») sont recouverts de limon¹.

Il est d'usage de dire que les uns et les autres sont les ruines d'une partie du continent attaquée par la mer². E. de Martonne³ avait déjà fait une importance réserve sur l'origine marine de ces reliefs. J'ai montré⁴ que le modelé est, non seulement antérieur aux dépôts quaternaires continentaux — qui se poursuivent jusque sous la mer —, mais même à la transgression de la mer crétacée dont les dépôts, dominés par le granite, forment le fond de l'Aber de Roscoff. Il est vraisemblable que le relief à « inselbergs », de type tropical humide, date du Stéphanien-Permien et qu'il a été maintes fois enfoui et exhumé. Chaque fois que le



FIG. 1. — Carrière dans le gore près de Plouescat.

g : gore (granite à muscovite ramolli) ; a : filonnets d'argile ; b : boule intacte de granite ; h : head avec cupules et pointes d'injection (cryoturbation) ; l : limon des plateaux.

socle granitique a émergé et a été exposé par la dénudation, il a été soumis alternativement à la « décomposition phréatique » ou à l'érosion fluviale, tout comme l'est un pays latéritique, suivant les périodes de détente ou d'intumescence orogéniques⁵.

Un très bel exemple d'altération phréatique du granite se trouve sur le territoire de Plouescat sur la route GC 10 à la croisée du

1. CH. BARROIS. *Ann. Géol. Nord*, XXVI, 1397, p. 33-44.

2. A. DE LAPPARENT. *Leçons de Géographie physique*, 2^e édit. p. 266.

3. E. DE MARTONNE. *Ann. Géogr.*, XV, 82, 1906, p. 307.

4. *CR. Ac. Sc.*, t. 221, p. 303-305, 357-359, 418-449, 1945.

5. *CR. Ac. Sc.*, t. 221, p. 1337-1338, 1947 ; voir aussi E. DE CHÉTELAT. *B. S. G. F.*, (5), t. XVII, nos 1-2-3, 1947.

chemin de Kerdanné (fig. 1). Le limon, d'abord, le head ensuite, recouvrent un granite entièrement transformé en arène kaolinique (en *gore*, comme on dit dans le Massif Central) sur au moins 15 m de

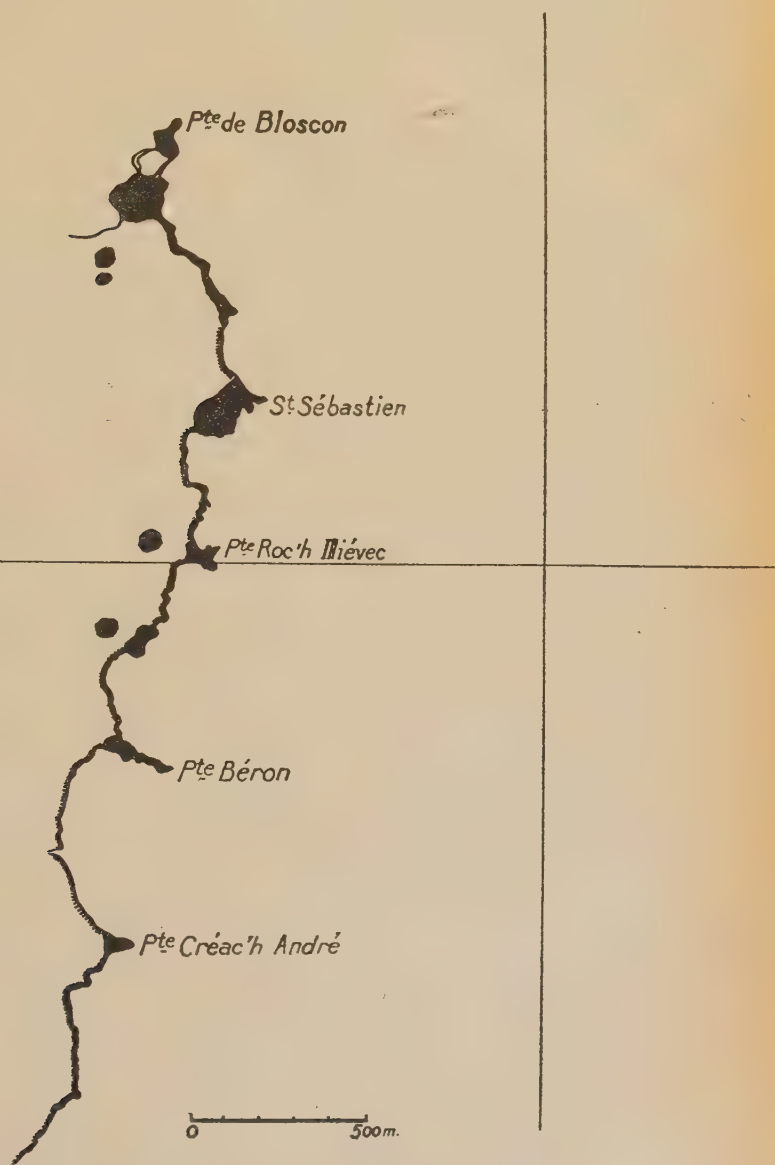


FIG. 2. — La côte entre Roscoff et Saint-Pol-de-Léon.
En noir : monadnocks granitiques; hachuré : falaise de limons.

profondeur, sans qu'aucun des filonnets d'aplite qui le traversent ne soit dérangé¹.

Les coupes excellentes de la falaise de Créac'h André dans la baie de Pempoull, dans un granite surmicacé, se délitant en boules, montrent que cette altération était préparée par la structure même du granite et l'autométamorphisme. Contrairement à la théorie classique, il n'y a aucune relation entre les diaclases, d'ailleurs ici absentes, et les lits de boules non encore dégagées par l'érosion. Les micas sont tous tangents à la surface des sphères. Les cristaux, en revanche, qui remplissent leurs intervalles, sont très mal orientés. Dans le cas de granites moins micacés ou de diorites, on passe de la forme sphérique à celle en coussins plats, ou même à des lits qui semblent avoir été parallèles au toit de la roche éruptive. De telles structures peuvent, peut-être, être rapprochées de celles des basaltes, expliquées par V. Romanovsky² par des tourbillons convectifs.

L'altération par les solutions phréatiques (solutions du sol) a accentué le phénomène d'arénisation. Celle-ci est d'autant plus importante que la roche est à plus gros cristaux. Des bandes, teintées en roux ou en noir par les oxydes ferriques ou manganiques, soulignent la progression de l'imbibition. Les boules, isolées dans le limon ou à l'air, s'écaillent concentriquement.

La surface granitique, quand elle est débarrassée par l'érosion des produits altérés, est extrêmement irrégulière. Des rochers, en empilement de boules ou de coussinets, ou massifs, surgissent de la pénéplaine. Leurs parois, comme celles du rocher de Keramilly sur le cordon littoral de Goulven, sont, de toutes parts, presque verticales. Sur le continent, ces *monadnocks* sont noyés dans le limon ; leur partie supérieure seule émerge. Sur la côte, ils sont dégagés sur leur face maritime et ils constituent toutes les pointes (fig. 2), reliées entre elles par des falaises verticales, uniquement faites de limon, presque parfaitement arquées. Sur la grève ou en mer, ces pointements sont entièrement débarrassés des limons et forment tous les îlots. Rarement, comme dans les « îles vertes », ils restent coiffés de leur couverture, parfois entièrement transformée (Ti Saozon) en un sol noir humifère à petits galets bien roulés.

Comme au Maroc, l'aspect très plat de la pénéplaine est surtout dû au comblement de tous les creux par le limon.

Le relief sous-marin n'est donc en rien dû à l'action de la mer. Nous en verrons de nombreuses preuves. C'est le reste de la topographie post-hercynienne, débarrassée de la couverture crétacée, éocène et quaternaire au cours des diverses périodes de soulèvement et d'érosion. Il est aussi très vraisemblable que, comme l'a indiqué Yves Milon, le Pliocène ancien marin ait

1. CR. Ac. Sc., t. 224, p. 1337-1338, 1947 ; voir aussi E. DE CHÉTELAT. B. S. G. F., (5), t. XVII, nos 1-2-3, 1947.

2. V. ROMANOVSKY. C. R. Somm. S. G. F., 1944, p. 134-137, fasc. 11.

recouvert une grande partie de la Bretagne. On trouve, en effet, dans les limons, des grains de sable patinés de fer qui évoquent les « sables roux », de rares grains de glauconie et même de collophanite. Les uns et les autres se retrouvent, d'ailleurs, dans le Quaternaire ancien du Château du Taureau que nous décrirons plus loin.

Le creusement des grandes vallées doit dater du Pliocène supérieur. En effet, c'est dans le chenal sous-marin de la Rivière de Morlaix, entre le Château du Taureau et l'île Louët, à moins 30 m environ, sous un fond de maërl, que j'ai dragué des échantillons du Quaternaire ancien dont je viens de parler.

La roche offre l'aspect du béton ou d'un mortier dont l'agrégat est formé de graviers ou de granules de quartz teintés de fer, ou de schistes roulés, avec des fragments de Bryozoaires, le tout cimenté par un calcaire fin, ancienne boue blanche à *Globigerina*, *Rotalia* et *Coccolites*. La profondeur originelle doit être de l'ordre de 50 m au moins.

Il est possible de comparer cette roche aux grès quaternaires à *Pecten amphicyrtus* et micro-faune chaude que Fischer, Marie et moi¹ avons décrits à la Baule et dont des épaves, rejetées à la côte, ont été recueillies de l'Aiguillon à Cherbourg. On peut aussi mettre en regard les poudingues « à graviers patinés » que L. Dangeard² a dragués au large des Glénans par des fonds de 60 à 70 m. Tous ces lambeaux sous-marins de Quaternaire cimenté, en général à faune chaude, peuvent être parallélisés avec le Tyrrhénien méditerranéen (dans le sens d'Issel).

En tout état de cause, quel que soit l'âge exact de ce Quaternaire, il s'est déposé dans des *rias*, c'est-à-dire dans le cours, envahi par la mer, d'une vallée antérieurement creusée.

Partout ailleurs, c'est directement le « limon des plateaux » ou des formations plus récentes, telles que le « head » ou les « argiles bleues » qui recouvrent le granite ou les autres roches. La stratigraphie de ces diverses formations a été, jusqu'ici, très embrouillée. Les coupes de Roscoff permettent de la clarifier. Nous en décrirons quelques-unes :

La côte entre Roscoff et Saint-Pol-de-Léon. Elle offre les meilleurs coupes que l'on peut observer en Bretagne.

Les pointes, comme il a été dit, sont formées de *monadnocks*³ :

1. *C. R. somm. S. G. F.*, 2, 1942, p. 10, et P. H. FISCHER. *Soc. de Biogéographie*, 1942.

2. *Bull. Soc. Géol. Min. Bretagne*, VI, 1925, p. 257-261.

3. Du Nord au Sud : Chapelle Sainte-Barbe, Saint-Sébastien, Roc'h Illiêvec, Créac'h André, Pointe de Cléguer et Ile Sainte-Anne.

rochers granitiques, dégagés sur la face de la mer de leur couverture de limon (fig. 2). Celui-ci forme des falaises arquées, de faible courbure, d'une pointe à l'autre. La flèche de l'arc correspond le plus souvent à un talweg sec. Au pied de la falaise, une source correspond, en général, à un écoulement sous le talweg. La succession des terrains est la suivante : *a*) surface du granite, apparaissant aux pointes, disparaissant assez rapidement; *b*) boules de granite, plus ou moins dégagées et blocs irréguliers, enfouis dans le limon; *c*) limons aréniques; *d*) cailloutis irrégulier vers les pointes, galets très bien roulés vers le centre, avec parfois en dessous des lentilles de sable, à stratification fluviale entrecroisée; *e*) limon à bandes d'arène grossière, voire de petits cailloutis, avec zones aliotiques soulignant les différences de perméabilité; il existe souvent un véritable *alios* cimentant les galets. Ces limons sont, en général, quand la baie est petite, disposés en forme de synclinal, c'est-à-dire que leurs couches s'accommodent au profil de la vallée en l'atténuant; *f*) limon presque lœssique en strates horizontales; la partie supérieure, noire, très humifère est probablement un « sol enterré »; *g*) *kjökkenmødding* à Patelles (probablement mésolithique *fide* H. Beaudet); *h*) sol caillouteux, podzolisé, postérieur aux limons.

Le squelette des limons est fait d'un peu de sable bien roulé, patiné de fer, et de sablon de quartz (0 mm 05). Ils contiennent jusqu'à 4 % de calcaire et de rares grains de glauconie, parfois de collophanite : la partie fine, comme d'habitude est de l'hydroxyde de fer, des phyllites et de l'argile. Les limons ont, manifestement, été mis en place sous forme de boue très visqueuse par des écoulements extrêmement lents. Des traces éoliennes sont, toutefois, décelables dans la partie supérieure lœssique.

Le plus curieux problème est posé par les galets très bien roulés, à patine brune, qui se trouvent un peu au-dessus de leur base dans la partie la plus profonde des baies. Leur plus grande dimension est de 20 cm de grand axe avec un maximum de fréquence à 10 ou 12 cm. Ils sont faits de roches extrêmement variées : granite, granite surmicacé, diorite ou orthoamphibolite, aplite, pegmatite, quartz de filon, gneiss hololeucocrate à muscovite, schiste à séricite et chlorite, grès-quartzite, roches microlitiques diverses et rares silex de la craie, très profondément patinés de fer. Tous paraissent provenir des bassins de la Penzé ou de la Rivière de Morlaix. Ils sont toujours entièrement noyés dans le limon, parfois *dressés*; leur grand axe, vertical. Ils ne semblent donc pas avoir pu être mis en place par la mer. En revanche, leurs formes sont strictement marines. Nature, forme et conditions de gisement correspondent à toutes celles qui ont été données pour les cailloutis sous limon en Bretagne méridionale, dans le Trégorrois ou en Normandie.

Les galets actuels de la « grève de tempête » ou des cordons littoraux sont toujours empruntés aux gisements subaériens ou sous-marins de ces galets. Ils montrent toujours, au moins dans leurs anfractuosités, la trace de la patine ferrugineuse des limons.



FIG. 3. — CARTE BATHYMÉTRIQUE DE LA BAIE DE MORLAIX ;
confluent des rivières sous-marines de Penzé et de Morlaix.

D : Roches Duon ; B : Les Bizayers ; C : Fosse des Cochons Noirs ; T : gisement du Turonien ; . : galets sur le fond ; → direction des galets.

En outre, j'ai dragué des galets identiques, mêlés d'un abondant gravier très patiné, tout du long des chenaux sous-marins des Rivières de Penzé et de Morlaix. Mais, à partir de la balise des Cordonniers, la traînée de cailloutis se poursuit vers le NNW, vers la basse d'Astan, recevant, à hauteur de la sortie du port

de Roscoff, en affluent, une autre trainée où dominent les galets de silex turoniens qui semblent venir de l'Aber de Roscoff. Les deux chenaux, tournent brusquement, *par un coude qui semble de capture*, pour se diriger vers la profonde fosse des Cochons Noirs (— 26) (fig. 3).

Le fait que les galets n'apparaissent que dans la concavité des baies, et non au voisinage des pointes où le cailloutis des limons est autochtone et mal roulé, paraît indiquer que ces galets ont été rejetés par des tempêtes sur la berge des méandres concaves de la rivière, à un moment où le cours inférieur de la rivière, dans une moindre mesure qu'actuellement, avait été envahi par la mer. Je pense pouvoir ainsi reconstituer leur histoire : ils ont été, à l'origine, éboulis continentaux, puis roulés par un fleuve, probablement au Pliocène supérieur, enfin façonnés par la mer au cours de la transgression et de la régression du Quaternaire ancien (poudingue de Château du Taureau) quand la mer pénétrait dans les vallées, creusées au Pliocène supérieur. Enfin, ils ont été mis en place par des tempêtes lors d'un court et faible épisode transgressif interrompant la grande régression (grimaldienne = acheuléo-moustiérienne), pénétrés par des écoulements boueux et légèrement déplacés. Aucun fossile marin n'y a pu encore être décelé, ni non plus une trace d'éléments planktoniques dans les sables à stratification entrecroisée qu'ils surmontent et qui paraissent bien fluviaux (grains à peine émoussés).

Au delà de la pointe de Créac'h André, les limons disparaissent sous un cordon littoral actuel de galets qui barre la baie de Troméal jusqu'à la pointe Cléguer. Là, l'érosion marine gagne, détruisant le cordon... et le « mur de l'Atlantique » ! Elle permet de voir que, sous la grève de galets qui précède le cordon, il existe, jusqu'à la zone des *Fucus serratus*, un radier, sculpté dans le limon enserrant ses galets normaux. Ce radier se raccorde à la ligne de côte par une courbe très régulière, d'allure hyperbolique.

Vers la pointe de Cléguer, quand le chemin de Pempoull quitte la mer, on peut voir au-dessus des limons, des sables à graviers bien roulés avec quelques éclats de silex, montant jusqu'à l'altitude de 2 m au-dessous de la ligne de la côte. C'est probablement le reste d'une plage qui serait à la base de la dune ancienne dont nous retrouverons de multiples traces sur le littoral et les îles.

L'île Sainte-Anne, rattachée à la terre par un « tombolo » de galets, de même origine que ceux de Troméal, prolongé dans le centre de la baie de Pempoull par une flèche analogue, offre au SE de belles coupes : sur le granite et ses blocs, on peut y observer 50 cm de galets marins, noyés dans le limon dont la partie supérieure est humifiée, puis la dune ancienne.

Le limon se continue dans les mêmes conditions dans l'estuaire de la Penzé jusqu'à la cale de l'ancien bac de Kerlaudi où commence le véritable estuaire encaissé, creusé dans les schistes à chlorite et séricite, entremêlés de bancs de grès-quartzite. Dans cette partie étroite de la vallée submergée, le limon n'atteint pas la rivière. Les vallons affluents sont comblés par le *head*, pierreux, à pâte assez sableuse, faite de limon remanié, avec ses cailloux anguleux souvent dressés.

Ile de Callot. L'île, essentiellement granitique, avec des lambeaux d'orthoamphibolites et de micaschistes à filons de quartz, noyés en épaves dans le granite, prolonge la presqu'île de Carantec, séparant les deux rivières.

Elle a une forme très déchiquetée ; les baies arquées faites de limon, se raccordant à des monadnocks granitiques. Toute sa surface est dunaire. Les coupes, très belles sur la face E, montrent : 1° la surface du granite avec des boules non encore détachées, 2° les boules et blocs granitiques, empâtés par le limon, 3° le limon à base aliotique avec des lits d'arène lœssique à la partie supérieure finalement très humifère, 4° le *kjökkenmødding* à Patelles, 5° la dune ancienne. Celle-ci constitue à elle seule la dernière portion resserrée au S des Platines de Callot où elle repose sur des tourbes et des argiles bleues continentales. On peut, actuellement, observer plusieurs faits très remarquables : dans la zone de balancement des marées, le limon existe en témoins coniques sur les boules de granite. Mais il forme souvent aussi leur piédestal. Grâce à l'érosion de l'ancien herbier, comme partout aujourd'hui détruit par une épiphytie, le limon apparaît, ou son cailloutis de base trié, jusqu'à la zone des Laminaires.

Sur la côte W, la base des limons comprend les mêmes galets roulés exogènes qui ont été décrits à Roc'h Illiëvec et à Pempoull.

Une autre remarque doit être faite à propos de cette île, et elle peut être étendue à toutes les autres. Le revêtement dunaire, actuellement en voie d'attaque par la mer, notamment à l'isthme, n'a pu être alimenté dans les conditions actuelles, par les sables marins : sur sa face E, l'île est entièrement entourée de grèves à Fucacées, poussant sur un sol de cailloutis grossier ou d'anciens herbiers sur sol de sable vaseux cohérent, sur sa face W entièrement par l'ancien herbier. L'analyse montre que le sable des plages provient entièrement de la dune. Comme à l'île de Bas, il n'est possible d'imaginer la formation de cette dune que grâce à une rapide transgression, suivie d'une régression, où elle aurait été entourée d'une vaste plage sableuse abandonnée à l'air libre, sans végétation. Cette oscillation est certainement postérieure au dépôt des argiles bleues, et de la tourbe. Elle date exactement du *kjökkenmødding* dont la fouille reste à faire.

Presqu'île de Primel et côte trégorroise jusqu'à Saint-Jean-du-Doigt. La côte est formée des mêmes granites que l'île Callot, en contact avec des orthoamphibolites qui dominent après Trégastel. Dans la baie (ancienne rivière) de Primel, la surface rocheuse, dans les indentations de la côte, est recouverte d'un *head* sableux à pierrailles non roulées de 10 à 30 cm de grand axe, souvent dressées. Dans la baie de Trégastel, le limon reparait avec une base aliotique, non caillouteuse. Puis, jusqu'à la baie de Saint-Jean-du-Doigt, sur la côte élevée c'est de nouveau le *head*, remplissant les vallons et sculpté en falaises verticales. La grève, à marée basse, est alors formée de la surface, terriblement rugueuse, des amphibolites, recouverte de blocs qui sont du *head*, trié par la mer.

La baie de Saint-Jean-du-Doigt, entièrement fermée par un cordon de galets roulés, montre à ses deux extrémités les mêmes coupes : de la pointe au centre : paroi rocheuse qui s'écarte du rivage parallèlement à la rivière, limon à niveau de galets, sculpté par la mer en radier hyperbolique, très cohérent, *head* pierreux, limoneux à la partie supérieure, emboîté dans le limon, tantôt le surmontant, tantôt le précédant et entaillé en falaises verticales ; sol caillouteux podzolisé ; cordon littoral de galets provenant de ceux du limon. Il est difficile de trouver une preuve plus démonstrative de ce que le *head* est plus récent que le limon et entièrement indépendant de lui.

Dans le fond de toutes ces baies, on peut apercevoir, les années où l'ablation marine est forte, les argiles bleues ou les tourbes. Ces dernières sont d'ailleurs rejetées par la mer sous forme de galets. Celles de la baie de Primel ont été décrites par L. Cayeux¹ qui a montré qu'elles comprennent deux minces bandes de sables marins, correspondant sans doute à des ruptures d'un cordon protégeant le marais boisé.

La tourbière repose sur un cailloutis qui paraît être du *head* remanié. Il est probable, mais pas absolument certain, qu'elle est plus récente que lui.

Coupe de l'île de Bas. Les très belles coupes que montre cette île sur sa côte N (côte sauvage), ne sont pas différentes de celles de Callot ou de Roc'h Illiévec. On notera seulement que les galets roulés et exogènes n'apparaissent dans le limon que vers la pointe occidentale, un peu avant que commencent les cordons littoraux actuels, faits des mêmes galets.

La baie à l'E du cordon montre avec netteté, des ailes au centre,

1. L. CAYEUX. *B. S. G. F.*, (4), VI, 1906.

la superposition suivante : granite, blocs, limon à galet, argile bleue, tourbe. La même tourbe affleure aussi dans la grande dépression marécageuse qui conduit sur la face S de l'île à Portz Retter, où elle est barrée par un cordon sableux. Cette tourbe contient du bois et des cônes de Pin et non des Zostères comme l'indique Dreyfuss (*op. cit.*) qui l'a décrite pour la première fois. L'argile bleue à cristaux de feldspaths et de quartz, substratum de la tourbe, a été plusieurs fois observée sur les pattes d'ancres des bâtiments mouillés dans le Chenal. Elle est identique à celle de Callot et à celle qui affleure au fond et à la surface de l'Aber de Roscoff ou à l'hôtel du Gulf Stream à Santez.

Dans toutes ces coupes, le limon est fortement humifié à la partie supérieure, puis recouvert par le kjökkenmødding et par la base noire de la dune. Celle-ci, qui recouvre presque toute l'île, est entaillée en falaises par la mer au centre des baies où le limon disparaît et fournit, là aussi, par sa démolition les sables des hautes plages. Les mêmes remarques peuvent se faire ici qu'à l'île de Callot : la dune ne peut être alimentée par des sables marins actuels. Elle est entièrement morte.

À la pointe occidentale de l'île, les travaux allemands de défense ont mis en évidence, sur la dune, un sol archéologique caillouteux et des fonds de cabanes.

La côte occidentale de Brignogan à Roscoff. La baie de Goulven est une des curiosités du Finistère. Elle offre, en petit, l'image de celle du Mont Saint-Michel, tant au point de vue morphologique qu'au point de vue sédimentaire.

Elle s'étend de la Pointe de Ponstual (Brignogan) à la côte rocheuse de Plouescat et comprend une grève du large sableuse ou, en temps de tempête, formée de granules triées du limon (avec des silices glauconieuses cénomaniens). Un cordon dunaire, partant de Goulven, actuellement en voie de démolition par la mer, est coupé par la rivière qui suit la côte rocheuse orientale. Il isole une baie intérieure, à nouveau limitée vers la terre par un autre cordon appuyé sur des monadnoks granitiques entourés de limon ; ce cordon protège un marais dont le sol est de tanguie ancienne. La tanguie se dépose actuellement dans tout le fond de la baie intérieure, sableuse au centre. Elle a donné lieu autrefois, contre le cordon et vers le ruisseau, à la formation d'un « herbu » (= schorre) lité, avec marigots encaissés et érosion souterraine. Comme le cordon dunaire intérieur, il est actuellement en recul sous l'attaque de la mer.

La tanguie est pulvérulente ; elle contient peu de sable et entre 40 et 60 % de calcaire en poudre avec des spicules de Calcisponges, des débris de Bryozoaires, des Foraminifères et des fragments de coquilles attaqués par les végétaux perforants. Bref, elle est identique à la

tangue du Mont Saint-Michel et, comme elle, exploitée pour aménagements.

En arrière du marais se trouve une falaise morte qui indique l'extrême extension de la dernière transgression.

Les déblais des bords du marais, sous la tangue, ont donné de la tourbe et, sous la tourbe de l'argile bleue, puis les silex patinés caractéristiques de l'argile à silex.

Le débouché intérieur de la passe étant couvert d'amoncements de blocs de roches très variées qui ont été reconnus pour des produits de délestage, du temps où Goulven était un port actif, mes collaborateurs Ph. Launey et A. Sandréa y ont pratiqué un sondage qui montre que, dans le centre de la baie intérieure, de la tangue se trouve sous le sable; cette disposition peut s'expliquer par une subsidence.

J'ai indiqué, qu'à l'intérieur (Plouescat), le limon sans cailloutis ou le head pierreux recouvrent le granite, totalement décomposé, au moins sur 15 m. Quand c'est le head qui est en couverture, ce « gore » est façonné en cupules par de la cryoturbation; celles-ci n'apparaissent jamais sous le limon (fig. 1).

De Plouescat à Santec, la côte offre toujours le même aspect : côte rocheuse granitique à criques de limon, innombrables écueils en mer, tourbe à la flèche des baies (notamment celle sur argile bleue qui affleurerait sur l'estran devant l'Hôtel du Gulf Stream à Santec et qui est aujourd'hui entièrement ensablée), dunes anciennes en face de Cléder et comblant une large baie depuis l'estuaire de l'Odern jusqu'à l'Aber de Roscoff. Le premier estuaire, contrairement à ceux de l'E est sans vase. Il comprend l'équivalent d'un slikke, mais en sable, et un *herbu* de tangue, en voie de destruction par la mer. L'île de Siec est recouverte de limons et de dunes anciennes; les falaises de dunes anciennes forment le fond de la baie de Siec et de celle de Santec; elle reculent vivement sous l'attaque de la mer.

La presqu'île de Perharidi qui sépare la dernière baie, celle du Pouldu, de l'Aber de Roscoff, est entièrement faite de cette dune, entaillée par la mer en baies arquées, appuyées sur des monadnocks granitiques entourés de limon. Les cultivateurs de Pouldu, recueillent parfois dans la dune des haches polies néolithiques. Un *kjøkkenmødding* sépare le limon, noir à la partie supérieure, de la dune qui, souvent, est aussi très humifère dans le bas.

L'Aber de Roscoff est une vaste baie sableuse, limitée à l'W par la presqu'île de Perharidi, à l'E, par celle, rocheuse, de Roscoff; il se prolonge vers Santec par un marais, ancien polder. C'est à l'extrémité de la digue, barrant ce marais, que j'ai découvert *en place* la craie turonienne à grand silex noirs et l'« argile à silex », formée de petits éclats en dominos, très for-

tement patinés de fer. C'est aussi dans ce cailloutis de silex que, dans le marais, se fait la prise d'eau de Roscoff. Si l'on se base sur les silex des cordons ou de la grève, sur les blocs roulés de craie, où parfois, comme à Sainte-Anne sur les moellons des vieux murs qui semblent avoir été extraits de la baie de Pempoull, on peut penser, sous réserve de vérification par des sondages à main, que toutes les grandes baies de la côte ont un fond de craie.

Sous le sable de l'Aber, qui n'a, sauf quand il s'agit de bancs ou de dunes hydrauliques, jamais plus de 50 cm d'épaisseur, on observe toujours une arène caillouteuse qui provient du triage des limons. Ceux-ci, devenus très glissants (observation déjà faite par de Beauchamp), sont souvent à nu dans le fond de l'Aber. C'est aussi le cas de l'argile bleue. Celle-ci forme, avec la tourbe qui la recouvre, une marche d'escalier sur le littoral au SE de l'Aber. L'argile est traversée par de multiples racines. La tourbe contient de l'ambre, avec des insectes, des écailles de papillon et des pollens de pin. Elle disparaît là sous la dune ancienne.

Renseignements fournis par les dragages. Les fonds, aux bancs rocheux sous-marins près, sont faits d'amas de coquilles anciennes, portées, en général, à des cotes plus profondes que leur milieu originel, patinées de noir ou de brun et fortement attaquées par les éponges et les végétaux perforants.

Ces coquilles anciennes où dominent *Lutraria lutraria*, *Dosinia exoleta*, *Meretrix chione*, *Gibbula cinerea*, paraissent provenir d'anciens herbiers détruits. Un grand banc de ces coquilles se suit notamment de Poustual à l'île de Siec. D'autres sont fréquents dans la baie de Morlaix.

Un autre type de fond, très répandu, est un petit gravier anguleux, patiné de brun, manifestement dû au triage des niveaux caillouteux et aréniques des limons. Des bancs de sable très calcaire (*trez*) interrompent cette monotonie, comme celui qui émerge à basse mer entre Bas et Ti Saozon ou celui, sous-marin, qui barre au delà de Duon la fosse des Cochons Noirs. Il faut y ajouter le *maërl* (*Lithothamnium calcareum*) dans les estuaires, sur fond de coquilles anciennes ou de cailloutis. La vase sous-marine est limitée aux estuaires.

De grandes traînées de cailloutis jalonnent, comme il l'a été vu, les cours sous-marins de la Rivière de Morlaix et de la Penzé (fig. 3). Ce sont eux qui, dragués par les tempêtes, sont rejetés à la côte ou sur les écueils comme Benven et les Roches Duon. Deux traînées de cailloutis patinés semblent jalonner les cours

sous-marins des anciennes rivières (flèches de la carte fig. 3). Celle de la Rivière de Morlaix semble se diriger entre les Bizayers et Duon, où elle reçoit celle de la Rivière de Penzé, et se poursuivre ensuite vers l'E de la basse d'Astan. Elle reçoit, à hauteur du chenal d'entrée de Roscoff, une autre traînée affluente de cailloux de silix, parfois de craie, qui paraît venir de l'Aber.

Le sillon sous-marin des deux rivières coïncide avec les traînées de galets : mais, à hauteur des Bizayers, il s'en écarte pour devenir ENE. Les deux rivières se jettent par un véritable coude de capture, datant d'une époque de régression, dans la fosse (— 26) des Cochons Noirs.

On peut peut-être expliquer cette capture en admettant que cette fosse serait due à une déformation brachysynclinale WNW-ESE du sol. Elle serait parallèle au chenal de Bas et à d'autres déformations de même sens comme celles de Goulven ou de l'Odern-Aber de Roscoff ou des voûtes anticlinales, comme celles de Plouescat-Plougoum, indiquées par l'encaissement des plus petites rivières.

L'exploration n'a jusqu'ici été faite qu'en surface, à la drague ou au ramasseur Léger. Pour donner une base plus solide aux hypothèses, il faudrait, sous la mer, utiliser des carottiers ou des sondeurs-cannons du type Piggot et, dans les baies qui découvrent, des sondeuses à mains.

CONCLUSIONS.

On peut essayer de tirer de cette étude quelques conclusions générales :

1^o les traits majeurs du relief et du modelé du Léon sont très anciens, antérieurs à la transgression crétacée ; si l'on se rapporte à la Normandie, ils dateraient du Stéphano-Permien.

2^o A l'exception des rivières très encaissées, où l'érosion a donc été vigoureuse avant l'envahissement de leur bas-cours par la mer et où elle le reste pour le haut-cours, l'usure du pays est surtout due à une profonde décomposition des roches, particulièrement des granites. Celle-ci s'est poursuivie, pendant toutes les périodes de *détente* orogénique, là où le granite était à nu ou sous un sol de forêt. L'érosion fluviale, aux diverses époques de *tuméfaction*, a nettoyé, en partie, le pays de cette couverture de « gore », comme sur les bords du synclinal de la Manche, l'érosion marine.

L'action de la mer, sur cette côte rocheuse, se borne, à toutes les époques, à ce déblaiement et à celui des dépôts dus au vent. Même dans les zones les plus battues : Duon, l'île de Bas, elle

se limite aux zones qui découvrent par toutes marées (de la zone des *Lichina* à celle des Laminaires exclue). On y observe le creusement, par les tourbillons du ressac, de marmites raccordées entre elles par d'étroites coulières et surtout un polissage des chenaux. Il n'y a aucune différence entre cette action et celle d'un rapide ou du bas d'une cascade sur le lit rocheux d'une fleuve.

Rochers et îles sont des *monadnocks*, c'est-à-dire des parties de la roche qui ont résisté, comme les « taourirts » sahariens ou le Pão de Asugar de Rio, à la décomposition chimique phréatique. Le recul de la côte est nul aux pointes et se fait aux dépens des baies où les falaises dunaires sont très fortement attaquées et plus faiblement celles de limon.

3° La formation, vraisemblablement quaternaire, la plus ancienne est sous-marine : le calcaire graveleux à *Rotalia* du Château du Taureau. Il est actuellement d'environ 20 m au-dessus de son niveau originel. Il est comparable aux grès à *Pecten amphicyrtus* de la Baule ou aux épaves analogues qui sont connues de l'Aiguillon à Cherbourg, peut-être, aux grès conglomérats roux des Glénans (L. Dangeard).

Aucune « plage soulevée », aucun témoin paléontologique datant du Sicilien ou du Tyrrhénien, n'existe sur la côte du Léon — et d'ailleurs sur toute la côte française de l'Atlantique, si l'on ne les définit pas par des critères purement altimétriques.

4° La formation la plus ancienne est celle des *limons des plateaux* ; ceux-ci, d'abord très mêlés d'arène, correspondent à de lents écoulements boueux ; à la fin, peut-être, et localement à des apports éoliens.

Un peu au-dessus de leur base, au fond des baies seulement, les limons renferment un niveau de galets très bien roulés, exogènes. Ceux-ci sont peut-être la trace d'une oscillation positive secondaire, au cours de la grande régression médio-quaternaire. Il est probable que l'on peut paralléliser cette oscillation avec les seuls niveaux marins connus, en Normandie, par des faunes (par ailleurs, ce type de galets y est très répandu) : celui du cimetière de Saint-Aubin et celui de Saint-Côme-de-Fresné¹. Le Normanien (ou Monastirien) correspondrait-il à cette brève oscillation positive dans la période de grande régression ? Celle-ci semble caractérisée, d'un bout à l'autre du littoral de la France, par le dépôt de limons qui paraissent partout de même âge

1. A. BIGOT. *Bull. Soc. Norm. Études préhist.*, II, 1894, p. 58-64 et Livre Jubilaire (*op. cit.*) ; L. GUILLAUME. *C. R. somm. S. G. F.*, 1932, p. 118-120 et 133-135 ; *Bull. soc. Linnéenne Norm.*, VIII, 1935, p. 63-70.

(acheuléo-moustérien?). C'est pour cette grande régression que j'avais proposé le nom — depuis souvent détourné de son sens — de Grimaldien.

Les limons ont pour origine la transformation, jusqu'ici inexpliquée, du sable des arènes en sablon; ils contiennent une proportion de fer élevée, jusqu'à 2 % de calcaire (d'origine crétacée?) et des traces de sable roulé et patiné de fer, de glauconie et même des grains de phosphate (provenant du Pliocène?). Ils comblent les petites rivières et ravins, mais non les grandes vallées, où l'on ne trouve que le head.

Les limons se poursuivent sous la mer. Ils se sont étendus jusqu'à une cote que seules les recherches océanographiques pourront fixer, peut-être dans toute la Manche. Le dragage par la houle en a trié les parties grossières *qui sont à l'origine des graviers et sables marins actuels*, comme leurs galets à celle des cordons et des grèves de tempête d'aujourd'hui.

La partie inférieure des limons est souvent transformée en alios, ou contient des bandes aliotiques correspondant à des différences de perméabilité.

5° Dans les estuaires et le long de la côte abrupte de Primel à Saint-Jean-du-Doigt, les limons sont recouverts ou érodés par des coulées, extrêmement riches en cailloutis, souvent dressé, de *head*.

Quand le head recouvre directement des roches pourries, celles-ci montrent des traces extrêmement nettes de cryoturbation. La partie supérieure du head correspond à un lehm (peut-être parfois à un loess) qui a subi une podzolisation.

Si le head correspond certainement à une période très froide, il n'y a pourtant aucune raison de l'attribuer à une glaciation, mais bien plutôt au Paléolithique supérieur (époque sibérienne pour M. Guillian).

Le head semble, lui aussi, se prolonger sous la mer où, trié, il donnerait les pierrailles draguées par L. Berthois et J. Fournestin¹.

6° Sur les limons, ou sur le head peut-être, dans toutes les baies et même dans le chenal de l'île de Bas, on trouve des *argiles bleues* continentales, dues au lessivage de granites dénudés dans les hauts, déposées dans des marais. C'est le substratum de la *tourbe* à *Pinus*. Elles semblent beaucoup plus récentes que celles de Saint-Côme.

7° Sur les tourbes, ou sur le limon très fortement noirci, on

1. Rev. Trav. Off. Sc. et Techn. des Pêches maritimes, XI, 3, 381, Paris, 1938.

trouve aux points bas de la côte, ou sur les îles, une *dune ancienne* qui ne peut plus se former aujourd'hui. Bien au contraire, elle est attaquée par la mer et fournit du sable aux plages. Elle est partout fortement humifère à sa base, avec souvent un *kjøkkenmødding* à Patelles dont l'âge est à préciser. Le labour des champs y a fait découvrir à Santec de belles haches polies ; à sa surface on a relevé des fonds de cabanes et un sol protohistorique. La dune correspond à un état très particulier de la côte, probablement à une transgression¹ suivie d'une importante régression.

8° Le sous-sol des baies de Goulven et de Pempoull indique pour la première la présence d'une *tangue ancienne*, pour la seconde d'une *vase ancienne* sous le sable. Ce fait peut être interprété par une subsidence récente. Si, à Goulven, on admet que cette ancienne tangue est la même que celle du fond du marais, le profil de la tanguaie serait incliné plus fortement que la côte. On observe un fait analogue à Regnéville (Manche) où la tangue ancienne est visible le long de la rivière avec une pente plus forte que celle de la rivière actuelle.

Il semble qu'aucune de ces observations ne contredise celles qu'ont faites jusqu'ici les géologues normands ou bretons en des points isolés de la côte. Mais, grâce à leur étendue tout le long d'un rivage, elles leur donnent tout leur sens².

La porte est maintenant ouverte à des recherches avec fouilles, utilisant les méthodes modernes de laboratoire.

1. Plage (?) à petits galets de la Pointe de Cléguer.

2. E. CHAPUT avait donné au Congrès International de Géographie de Cambridge, une revue des « terrasses » marines, du littoral atlantique de la France. Les conclusions de cette synthèse sont basées sur des critères purement altimétriques, au sens du général DE LAMOTTE et A. DEPÉRET.

QUELQUES REMARQUES A PROPOS DU NOYAU TERRESTRE, DE LA LITHOSPHERE ET DES THEORIES GEOLOGIQUES

PAR **R. Perrin**¹.

Nos connaissances précises sur la lithosphère se limitent à une profondeur relativement faible, à celle que nous permettent d'explorer les coupes géologiques des terrains sédimentaires et cristallins. Qu'existe-t-il au delà, ainsi que dans le noyau ? Les sources de renseignements sont rares. Il n'apparaît, en effet, même pas évident que le volcanisme soit en relation avec des phénomènes vraiment profonds, ce qui démontrerait, par là-même, l'existence d'une couche de Sima liquide. Je dirai, plus loin, pourquoi une certaine intervention de phénomènes superficiels me semble très probable dans les éruptions volcaniques.

A la réalité, nos connaissances les plus sûres sur la lithosphère profonde et le noyau ont trait à la densité : densité moyenne de la terre d'abord, qui oblige à concevoir l'existence d'un noyau métallique, admis riche en fer et en nickel de par l'assimilation aux météorites ; les géophysiciens modernes sont arrivés, en outre, à la notion que cette densité atteignait une valeur très élevée, de l'ordre de 12,5 au centre de la terre.

Les seuls moyens d'investigation actuels en notre possession sont, d'une part, l'étude des anomalies de la pesanteur, qui ne peut donner d'enseignements que sur les couches relativement peu profondes et, d'autre part, et surtout la séismologie. Celle-ci a déjà fourni des indications utiles, mais il faut reconnaître que le bagage est très limité. Peut-on aller plus avant ? Il me semble qu'une autre voie est possible, à savoir l'utilisation des connaissances relativement précises acquises sur les équilibres physico-chimiques. Je ne pense pas que l'on soit en mesure actuellement d'en déduire des conclusions absolues sur la nature exacte de ce qui est en profondeur, mais elle m'apparaît par contre susceptible d'indiquer nettement ce qui peut être et ce qui ne peut pas être, et par là-même de servir en quelque sorte de pierre de touche aux différentes théories émises et en particulier aux théories géologiques.

L'obligation que j'ai signalée ci-dessus de l'existence d'un noyau

1. Note présentée à la séance du 12 avril 1948.

métallique riche en fer et en nickel, ajoutée à l'existence d'une écorce oxydée et d'une atmosphère, m'a déjà conduit à assimiler la formation de la terre, alors qu'elle était encore tout entière à l'état liquide, ce qui a été un jour, à un gigantesque équilibre métal-laitier-gaz. Sur de tels équilibres, on est en possession de données expérimentales. A-t-on le droit d'extrapoler ces faits connus à une échelle aussi grande que celle du globe terrestre ? Pourquoi pas ? Si les dimensions étaient énormes, les temps ont été non moins énormes et il n'y a vraiment pas de raison pour que les équilibres n'aient pas pu être atteints ; tout au plus est-il possible d'envisager que certains phénomènes continus et de très faible amplitude n'ont pas pu être observés à l'échelle de notre expérimentation et sont ainsi susceptibles de s'être superposés aux faits connus. Mais le principe de ceux-ci reste valable. Il m'apparaît néanmoins nécessaire de nous rendre compte s'il y a, dans l'ensemble, concordance ou au contraire contradiction entre les faits observables et ce que l'on sait des dits équilibres.

Dans une note à l'Académie des Sciences, j'ai déjà indiqué, en me servant de ces dernières données, que la répartition des corps entre noyau et écorce n'avait pas été conditionnée par la loi de de Launay de classement par densité, mais bien par leurs affinités relatives pour l'oxygène.

En effet, un bain métallique de fer-nickel avec tous autres métaux, doit donner lieu, en présence d'oxygène, à une scorie où se concentrent essentiellement les métaux à forte affinité pour l'oxygène, en particulier Si, Al, Ca, Mg, Na, K, etc. Cette scorie, si le Si est à l'origine en quantité suffisante, doit tendre vers une scorie d'un type dit acide¹, c'est-à-dire à teneur en SiO_2 relativement élevée ; les oxydes basiques, tels que CaO, MgO, K_2O , Na_2O étant fixés essentiellement sous forme de composés définis silicates ou silicoaluminates. S'il n'y a pas excès d'aluminium ou magnésium, d'alcalins ou d'alcalinoterreux, la scorie doit contenir de l'oxyde de fer en quantité non négligeable ; par contre, même si le nickel est en proportion relativement importante par rapport au fer, la scorie ne doit contenir que très peu d'oxyde de nickel. Ceci est vrai, à plus forte raison pour le cuivre et les métaux nobles, qui ne peuvent exister qu'à l'état de traces dans la composition d'ensemble du laitier. Par contre, les métaux légers, Al, alcalins et alcalino-terreux doivent être pratiquement totalement concentrés dans la scorie.

En présence de la très faible miscibilité silicates-sulfures et arséniures, le S et l'As, même s'ils existaient en quantité importante, n'ont pu passer qu'en quantités extrêmement subordonnées dans la scorie.

1. Le terme acide n'a point le même sens en sidérurgie qu'en géologie : une scorie de composition basaltique et même périclitique est qualifiée d'acide.

Si l'on envisage d'autres compositions chimiques initiales d'ensemble, en partant des mêmes données physicochimiques sur les équilibres métal-laitier-gaz, j'ai montré que les planètes de faible densité ne pouvaient point avoir pratiquement d'O dans leur atmosphère et seulement de très faibles quantités d'H²O ou de CO² ou même aucune atmosphère, ce qui est totalement conforme aux observations astronomiques.

Il me semble vraiment que n'apparaît aucune contradiction, si légère soit-elle ; au contraire la concordance d'ensemble avec les observations sur le globe terrestre et les planètes est nettement satisfaisante. J'estime donc, fort de ces constatations, qu'il est légitime d'essayer de tirer de ces connaissances expérimentales sur les équilibres, des notions sur ce qui peut être et ce qui ne peut pas être dans le sein de la terre. Ainsi ferai-je.

1^o *Ce qui peut être* : la densité moyenne de la terre comparée à celle de la lithosphère connue, conduit à admettre une densité relativement très élevée dans le noyau, de l'ordre de 8 à 10.

La densité du fer étant de 7,5 environ et du nickel de 8,5, il est donc nécessaire que le noyau contienne une quantité relativement importante de métaux relativement lourds, ou nettement lourds. Ni, cuivre, plomb, peut-être même argent, or, platine ou autres. La présence de Cu, Pb, Ag, Au, Pt, etc., en quantité importante est parfaitement possible malgré leur rareté dans l'écorce, en présence de leurs affinités faibles ou très faibles pour l'O. Mais, comme ces métaux sont très peu miscibles, à l'état fondu, avec le fer, rien n'interdit de penser qu'il existe plusieurs couches métalliques superposées dans le noyau, les plus lourds étant au centre. Cela est même certain si la proportion de ces corps dans l'ensemble du globe terrestre est suffisamment importante. Malgré la présence en quantité également faible du soufre dans la lithosphère, le fait que les sulfures sont extrêmement peu miscibles avec les scories acides, ceci d'autant moins qu'elles contiennent plus de silice, interdit de nier la présence de S en quantités importantes dans des zones plus profondes. Mais s'il en est ainsi, l'expérience prouve qu'il peut exister sous l'écorce silicatée une couche de sulfures, à densité plus élevée que celle-ci, ce que l'on appelle en termes métallurgiques une *matte* : dans ce cas, les faits expérimentaux voudraient que, tandis que le fer tend à se concentrer dans la couche silicatée, les métaux tels que nickel et surtout cuivre, plomb, se soient au contraire concentrés dans la *matte*.

De même, si l'arsenic est lui-même en quantités notables, l'existence d'une couche d'arséniures, autrement dit de *speiss*, est parfaitement possible, comme est possible l'existence d'une seule couche formée de sulfures et d'arséniures.

En donnant ces indications, je n'affirme, bien entendu, point l'existence de ces couches distinctes, mais je veux essentielle-

ment indiquer que la conception classique d'un noyau métallique homogène entouré d'une simple écorce-silicatée, est peut-être trop simple. La connaissance des données sur les équilibres physicochimiques montre qu'elle ne pourrait avoir été réalisée qu'au prix d'une composition chimique initiale de la terre enfermée dans des limites assez étroites, ce qui en rend la probabilité quelque peu douteuse, surtout si l'on se reporte à la densité relativement élevée du globe.

Le seul moyen pratique d'exploration dont nous disposions est celui de la transmission des ondes sismiques ; il ne nous semble pas que les résultats obtenus jusqu'à présent soient en faveur d'une constitution absolument simple du globe.

2° *Ce qui ne peut pas être* : c'est tout d'abord que, certains corps relativement rares, dont l'affinité pour l'O est grande, plus grande que celle du fer et qui entrent dans la composition de silicates stables, puissent exister en quantité importante dans le noyau.

Sinon, la scorie eût été moins riche en fer et plus riche en ces corps ; c'est le cas du manganèse, du chrome, des métaux alcalins et alcalino-terreux rares, comme lithium, glucinium, baryum, strontium, etc. Le même raisonnement est vrai pour l'aluminium, le titane, le potassium, le sodium, le calcium, qui, tout en étant très abondants dans l'écorce, n'ont pu subsister qu'à l'état de proportions très faibles dans le noyau, en présence d'une scorie silicatée contenant des quantités appréciables d'oxyde de fer. En présence de cette absence certaine de ces métaux légers dans le noyau, autrement qu'à l'état de pourcentages très faibles, il ne faut point s'étonner de la densité élevée du noyau.

N'est point non plus possible la présence de chlore ou chlorure en quantité importante dans la scorie initiale, en présence de la faible miscibilité des silicates et chlorures et de la volatilité de ceux-ci dès le rouge vif : le Cl a dû se concentrer essentiellement dans l'atmosphère.

Quant au carbone, il a pu être partagé entre le noyau métallique, du fait de sa solubilité dans le fer et le nickel, et l'atmosphère sous forme de CO : à très haute température, l'étude des équilibres montre qu'il devait être quasi intégralement dans l'atmosphère ; au moment du refroidissement, si l'équilibre a pu s'établir, une partie du C a dû réintégrer le noyau, mais de toutes façons il ne pouvait exister qu'en traces infimes dans une scorie acide contenant de l'oxyde de fer.

Il en est exactement de même, et nous touchons là un sujet intéressant au premier chef les théories pétrogénétiques, de l'hydrogène ; celui-ci également n'a pu qu'être partagé entre

l'atmosphère sous forme de H^2O et le noyau métallique, sans subsister autrement qu'à l'état de traces infimes dans la scorie. L'hydrogène qui pouvait être dissous dans le noyau, devait d'ailleurs avoir tendance à se dégager parallèlement aux gaz inertes, comme l'azote, au fur et à mesure du refroidissement du noyau et presque intégralement en cas de solidification, mais sous forme d'hydrogène pour s'échapper à travers la scorie vers l'atmosphère, sans avoir la possibilité de réduire les oxydes de celle-ci, pour former de l'eau simplement dissoute. Étant donné la chaleur de formation des différents oxydes et de l'eau, l'hydrogène ne peut réduire les oxydes des métaux à forte affinité pour l'O et surtout des silicates, qu'en présence d'une atmosphère gazeuse à pression partielle de vapeur d'eau extrêmement faible. Dans la pratique des laboratoires, une telle réduction n'est possible qu'en déplaçant constamment l'équilibre, en balayant la vapeur d'eau par un courant d'hydrogène.

Aussi, à mon sens, la conception d'une scorie initiale hydratée, d'un magma de base hydraté, destiné à donner lieu ensuite aux fameuses différenciations est-elle en opposition totale avec tout ce que l'on peut connaître et expérimenter sur les équilibres chimiques à haute température. Lorsque l'on ajoute à un laitier sur un bain ferreux des éléments hydratés, il y a réduction de l'eau et absorption d'H par le métal, en même temps que dégagement d'H et de vapeur d'eau; si l'enceinte était close, sans possibilité de déplacement d'équilibre par le renouvellement de l'atmosphère, un nouvel équilibre s'établirait rapidement avec présence d'H et de vapeur d'eau dans l'atmosphère et d'H dans le métal, sans que jamais le laitier n'absorbe une quantité d'eau dosable. Les fortes pressions ne sauraient changer le sens du phénomène, en présence des écarts de chaleur de formation.

Je conclurai donc que la présence d'eau ou d'OH en quantité appréciable dans des roches ne paraît pouvoir être qu'un phénomène relativement superficiel et dont il faut, *a priori*, rechercher la cause dans des raisons inhérentes à la proximité de la surface et non point à l'existence de magmas originels nettement hydratés. Une scorie silicatée peut absorber de l'eau et l'expérience a été faite (ex. Goranson) en l'absence de métaux à forte affinité pour l'O, mais dans l'équilibre initial entre phases métalliques, ferreux, scories et atmosphère, la scorie ne pouvait contenir que des traces infimes d'eau. Par contre, l'hydrogène, du fait de son très faible rayon atomique, doit être considéré comme susceptible de diffuser avec grande facilité dans les réseaux cristallins, ainsi qu'à travers les liquides.

Poursuivons plus avant : la scorie initiale était-elle homogène ? Nous touchons là précisément un de ces problèmes que notre expérimentation à petite échelle ne permet pas d'élucider complètement. Une seule chose paraît certaine, c'est qu'au fur et à mesure que le refroidissement se poursuivait, celui-ci devait s'accompagner d'un déplacement d'équilibre, même au cas où le refroidissement aurait été uniforme du centre à la périphérie : en conséquence des échanges lents, dus à ce déplacement de l'équilibre, devaient normalement se produire entre noyau, scorie et atmosphère. A titre d'exemple, un bain de fer pur sous une scorie, composée uniquement de silice et d'oxyde de fer, contient vers 1.800° une teneur non négligeable de silicium, de l'ordre de 0,150 % et n'en a plus que des quantités très faibles vers 1.550° . L'influence de la température sur les équilibres est considérable. En outre, le refroidissement se produisant par la périphérie et la température n'étant pas homogène de ce fait, des distorsions d'équilibre ont pu se produire ainsi que des effets du genre Ludwig Soret, du fait de l'inégale influence de la température sur les dissociations des silicates. Il n'apparaît donc pas impossible, loin de là, que des variations continues de composition chimique de la scorie aient eu lieu de la périphérie vers le centre, mais variations continues. Cependant les observations séismologiques semblent mettre en évidence une variation relativement brusque de la densité de la lithosphère à une profondeur relativement faible.

Les considérations que je viens d'exposer sommairement indiquent qu'il ne peut s'agir d'une discontinuité d'origine, tout au moins avant tout dépôt de cristaux.

Cette discontinuité est-elle due au dépôt de cristaux par gravité, selon le « differentiation-crystallization » de Bowen, ou mieux selon « die komplexe kristallization-differenziation » de P. Niggli, qui tient compte de l'existence d'un gradient de température. Je ne nie pas, en effet, qu'un tel processus ait pu avoir une action ; j'en nie simplement l'application à l'interprétation de la genèse par différenciation de ce que l'on voit actuellement, en particulier des roches dites plutoniques : granites, diorites, gabbros, etc. Je le nie, et parce que les faits ne cadrent pas avec les déductions que l'on peut tirer de ces théories, et surtout parce que les observations précises m'entraînent à conclure à un autre mode de genèse pour ces roches, genèse dans le solide. Mais, je ne pense pas, non plus, que la variation brusque de densité, mise en évidence par les observations séismologiques, puisse être attribuée à une cristallisation-différenciation, car des

considérations, qu'il serait trop long d'exposer ici, montrent qu'un tel phénomène n'est susceptible, lui aussi, en présence du gradient de température, que d'aboutir à des variations du type continu. Il me semble, en conséquence, que la cause de ce phénomène relativement superficiel doit être recherchée, *a priori*, dans des raisons d'ordre superficiel. Je serais tenté de la rechercher, en particulier dans la perturbation apportée à l'équilibre initial par l'action de l'atmosphère, des pluies, du vent entraînant érosion, classement par sédimentation avec action des êtres vivants, puis métamorphisme ultérieur et granitisation au sens extensif du terme : formation de roches du type granitique et son cortège, c'est-à-dire des roches plutoniques de certains auteurs.

Au total, il m'apparaît possible de tirer de l'exposé succinct que je viens de faire quatre conclusions principales :

1° Il est possible qu'il y ait en profondeur de véritables discontinuités entre couches différentes : couches métalliques, couches de sulfures ou d'arséniures, couche oxydée silicatée, mais par contre, toute existence de discontinuité originelle dans cette dernière couche est contraire aux connaissances acquises sur les équilibres métal-scorie-atmosphère et sur les scories silicatées.

2° L'existence dans cette dernière couche originelle de quantités appréciables d'eau, sulfures, chlorures, carbone est en opposition avec ces mêmes connaissances.

3° L'existence de discontinuités vraies observables doit donc, *a priori*, être attribuée à des actions relativement superficielles faisant intervenir en particulier les hétérogénéités créées par l'érosion et la sédimentation, suivies des phénomènes ultérieurs de métamorphisme, granitisation (au sens large du terme : genèse de roches grenues).

4° C'est *a priori*, de même aux influences superficielles que semble devoir être attribuée, la présence, quand elle existe, en quantités notables, d'eau, de chlorures, de sulfures, d'acide carbonique. En particulier, le fait que les éruptions volcaniques s'accompagnent très fréquemment de dégagements considérables d'eau, de CO_2 , de chlorure et d' H_2S (dans les épanchements de laves acides), m'incite à croire que, sans que l'on puisse affirmer actuellement que les laves ne sont pas d'origine très profondes, des phénomènes, en liaison avec la surface remaniée, contenant eau, chlorures et carbonates en particulier, interviennent dans les éruptions volcaniques en vertu d'un mécanisme encore inconnu.

Je terminerai ces brèves considérations par une dernière

remarque : de plus en plus la tendance se fait jour à envisager une liaison entre l'orogénèse, le métamorphisme et la granitisation : je rappelle que pour moi le métamorphisme, au sens le plus large, est la cause la plus probable de l'orogénèse et que métamorphisme et granitisation sont issus des ruptures d'équilibre chimiques dues au classement par érosion et sédimentation.

Dans cette théorie, il n'y aurait donc pas possibilité de chaînes de montagne à proprement parler, sans l'existence d'une atmosphère active, capable d'entraîner la désintégration chimique de l'écorce oxydée et l'érosion. Seules pourraient exister par exemple de vastes boursouflures, dues en particulier à des dégagements brusques de gaz, lors du refroidissement dans une scorie déjà très visqueuse.

Il est intéressant de constater que la Lune sans atmosphère, et Mars à atmosphère dénuée d'O et extrêmement sèche, ne possèdent effectivement point de chaînes de montagnes véritables, quoique ces planètes aient dû subir, elles aussi, les effets de la contraction et autres phénomènes souvent évoqués, qui ne dépendent pas de la présence d'une atmosphère active.

P.-S. Au cours de la discussion qui a suivi ma communication, mon ami **A. Demay** a fait la très juste remarque suivante : le cas de l'uranium serait une excellente pierre de touche pour le choix entre la répartition par densité de de Launay et la répartition en fonction de l'affinité pour l'oxygène selon mes propres théories, car l'uranium a la double caractéristique d'être très lourd et d'avoir des oxydes de chaleur de formation très élevée.

J'ajouterai que les physiciens arrivent à la conclusion que la présence de l'uranium doit être pratiquement limitée à la lithosphère, sinon le dégagement de chaleur dû à sa désintégration progressive serait beaucoup trop élevé pour qu'une température stable puisse s'établir.

M. Goguel pense que, seule des discontinuités mises en évidence par la Géophysique, la limite du « noyau », à 3.000 km de profondeur, peut correspondre à la séparation entre le Nife et la scorie silicatée.

A cette profondeur de 3.000 km, la pression est de l'ordre de un à deux millions d'atmosphères, ce qui peut modifier beaucoup certains équilibres chimiques, en particulier ceux où intervient l'eau.

Certaines des réactions évoquées par **M. Perrin**, comme l'élimination des chlorures volatiles, hors de la scorie, n'ont guère pu jouer que dans une phase antérieure de l'évolution cosmique du Globe. Mais d'autres, et en particulier celles dont résulte l'équilibre entre le métal fondu du noyau, et la scorie silicatée, sans doute aussi fondue, mais visqueuse au point d'être vitreuse, doivent être considérées comme jouant encore actuellement.

MÉMOIRES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

(Nouvelle Série)

Tome XXI, 1942.

- 1-2. — 46. — André CAILLEUX, *Les actions éoliennes périglaciaires en Europe*, 5 pl., 176 p. fr. 550
- 3-4. — 47. — A.-F. DE LAPPARENT, *Les Dinosauriens jurassiques de Damparis (Jura)*, 5 pl., 21 p. fr. 200

Tome XXII, 1943.

1. — 48. — FR. DOUVILLÉ, *Contribution à l'étude des faunes du Cornbrash. Révision des genres Clydoniceras et Macrocephalites*, 7 pl., 48 p. fr. 300
- 2-4. — 49. — LÉON BERTRAND, *Les chaînons et hauts-plateaux provençaux du Sud-Ouest des Alpes-Maritimes et des régions avoisinantes des Basses-Alpes et du département du Var*, 4 pl., 90 p. fr. 400

Tome XXIII, 1944-45.

- 1-2. — 50. — J. ROGER, *Révision des Pectinidés de l'Oligocène du domaine nordique*, 2 pl., 57 p. fr. 300
- 3-4. — 51. — J. ROGER, *Les Invertébrés des couches à Poissons du Crétacé supérieur du Liban*, 10 pl., 94 p. fr. 550

Tome XXIV, 1946.

- 1-4. — 52. — M. RICHARD, *Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires*... fr. 1.600

Tome XXV, 1947.

- 1-4. — 53. — P. BONNET, *Description géologique de la Transcaucasie méridionale*... fr. 1.600
- Carte géologique de la Transcaucasie méridionale, en couleurs ; éch. : 1/105.000*... fr. 1.200

Tome XXVI, 1947.

- 1-2. — 54. — B. CHOUBERT, *Géochimie des Magmas et permanences statistiques*... fr. 600
3. — 55. — A. MICHEL-LÉVY et J. WYART, *Reproduction artificielle de minéraux silicatés à haute pression. Métamorphisme artificiel des roches*... fr. 300
4. — 56. — A.-F. DE LAPPARENT, *Les Dinosauriens du Crétacé supérieur du Midi de la France*... fr. 450

Tome XXVII, 1948.

1. — 57. — M^{me} DE CIZANCOURT, *Nummulites de l'île de la Barbade, Petites Antilles*, 2 pl., 40 p. fr. 350
- 2-3. — 58. — M. DREYFUSS, *Contribution à l'étude géologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire*, 9 pl., 63 p. fr. 750
4. — 59. — P. LAMARE, *Le contact entre le synclinal des Arbailles et le massif de Mendibelza dans le Bassin de Lauribar (Basse Navarre française)*... A paraître

Tome XXVIII, 1949.

- 1-4. — 60. — M. VIGNEAUX, *Révision des Bryozoaires néogènes du Bassin d'Aquitaine et essai de classification*, 11 pl.
- En souscription : France : fr. 1.500. Étranger : fr. 2.000



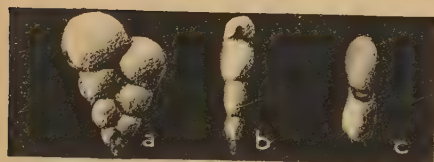
1

x50



6

x50



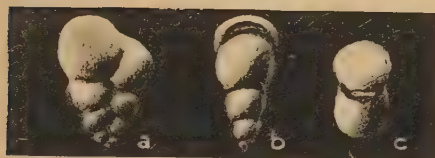
2

x50



7

x40



3

x50



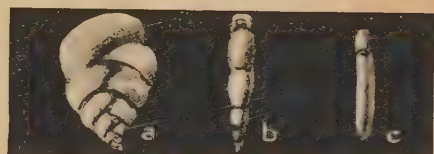
8

x40



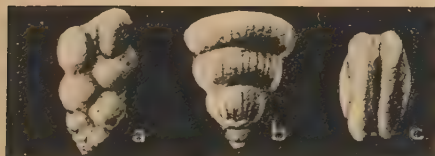
4

x40



9

x50



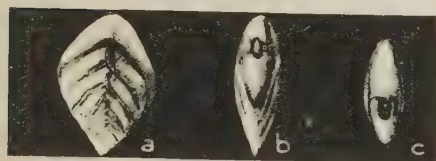
5

x40

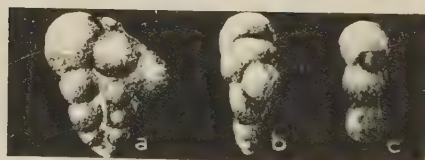


10

x70



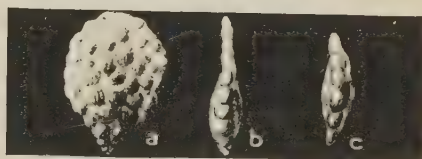
1 x50



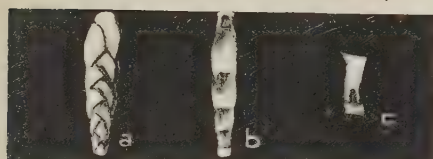
6 x30



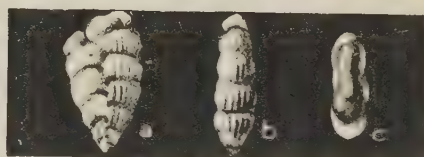
2 x50



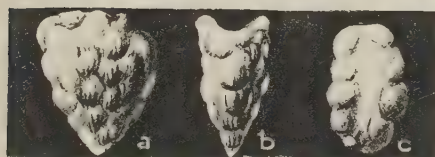
7 x40



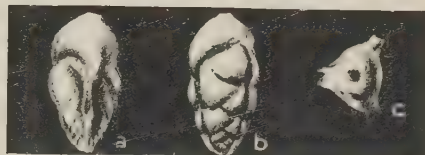
3 x40



8 x60



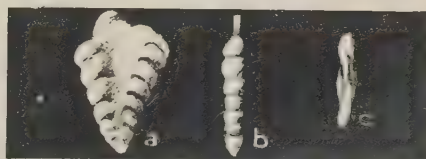
4 x30



9 x50



5 x30



10 x50



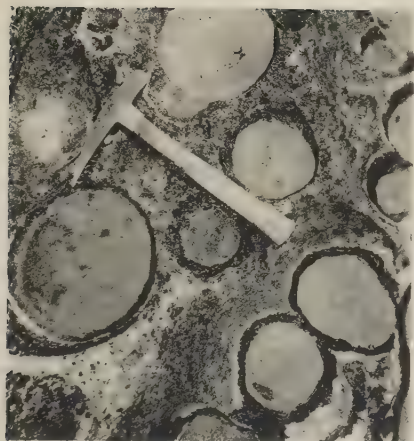
1



2



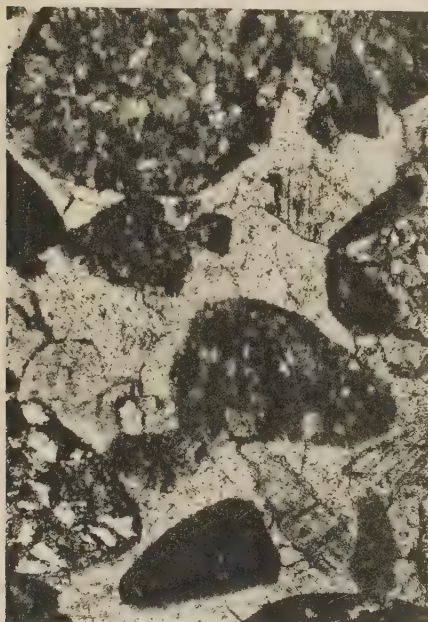
1



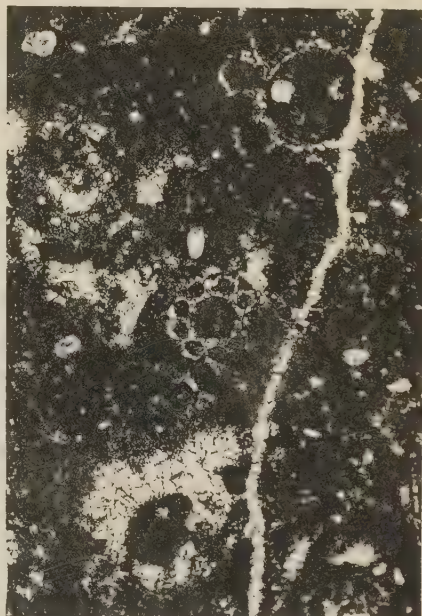
2



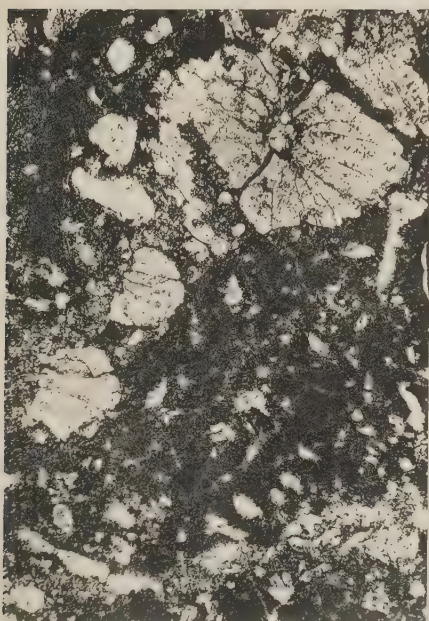
3



1



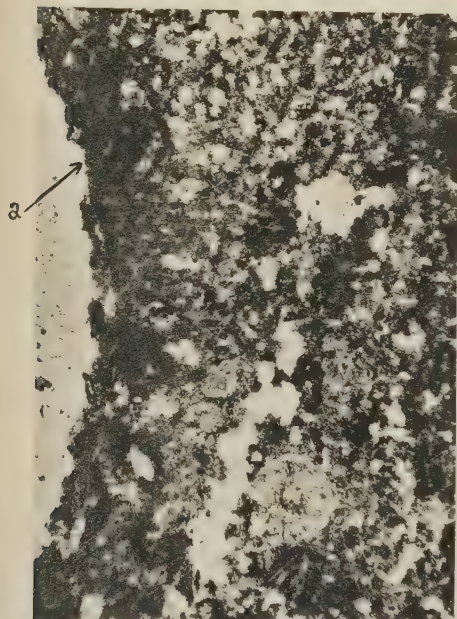
2



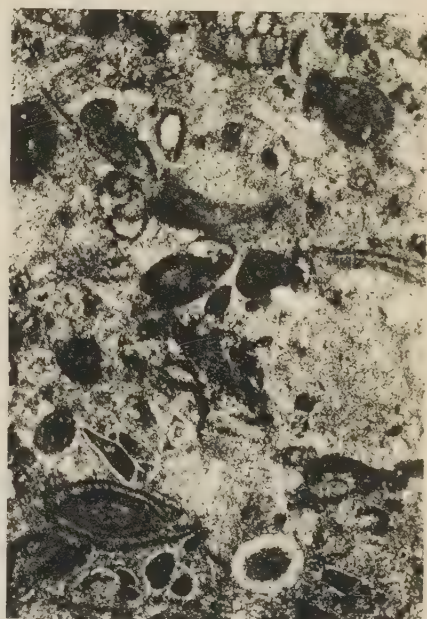
3



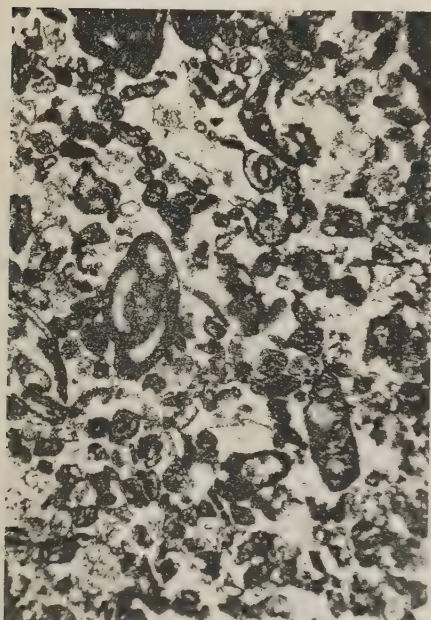
4



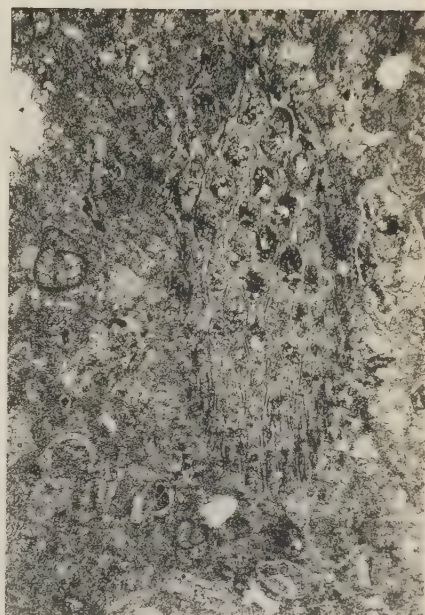
5



6



7



8



1



2



3



4



5



1



2



3



4



5



6

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

Publications périodiques.

BULLETIN ANALYTIQUE DU C. N. R. S.

BULLETIN BIBLIOGRAPHIQUE MENSUEL

SIGNALANT PAR DE COURTS EXTRAITS CLASSÉS PAR MATIÈRE

TOUS LES TRAVAUX PUBLIÉS DANS LE MONDE.

70 A 80.000 EXTRAITS PAR AN. 4.000 PÉRIODIQUES DÉPOUILLÉS.

Taux d'abonnement annuel :

Première partie : (Sciences mathématiques, physiques, chimiques.)

Seconde partie : (Sciences biologiques.)

3.000 fr. par partie pour la France,

4.000 fr. pour les territoires d'Outre-mer et de l'Étranger.

Tarif spécial pour les Chercheurs du C. N. R. S. et les laboratoires universitaires.

Abonnement au fascicule : Minéralogie, Pétrographie, Géologie,
Paléontologie : France : 450 fr. ; Étranger : 550 fr.

Fournit reproductions photographiques des articles sous forme de microfilms ou photocopies.

Troisième partie : (Philosophie, parution trimestrielle, tarif spécial,
600 fr. par an pour la France et 650 fr. pour l'Étranger.)

JOURNAL DES RECHERCHES DU CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

REVUE PUBLIANT DES ARTICLES DE RECHERCHES

FAITES DANS LES DIFFÉRENTS LABORATOIRES DU C. N. R. S.

Taux d'abonnement : 900 fr. pour 6 numéros.

ABONNEMENTS AU CENTRE DE DOCUMENTATION DU C. N. R. S.

18, RUE PIERRE-CURIE, PARIS (5^e)

TÉL. : ODÉon 10-01

TABLE DES MATIÈRES (TOME XVIII, FASCICULE 1-2-3)

	Pages
<i>P.-R. Giot.</i> — Essai synthétique sur la géologie de la Cornouaille occidentale (Finistère) (1 fig.).....	3
<i>J. Kikoïne.</i> — Les <i>Heteroheliciidae</i> du Crétacé supérieur pyrénéen (2 pl., 1 tab.).....	15
<i>P. Lapadu-Hargues.</i> — La faille de la Borne et ses minéralisations (Massif Central français) (2 fig.).....	37
<i>A. Lambert.</i> — Glissements sous-marins, sédimentation et orogénèse dans la Kabylie des Babors au Crétacé.....	51
<i>E. Aubert de la Rüe.</i> — Sur de curieuses formes de dissolution des calcaires archéens de l'Ouest des Laurentides (Province de Québec, Canada) (2 pl.).....	55
<i>P.-L. Maubeuge.</i> — Sur un nouvel horizon paléontologique du Lias supérieur et le contact du Lias moyen et supérieur dans l'Est de la France (1 fig.).....	59
<i>R. Van Aubel</i> †. — Itinéraire du Ngaoundéré à Rey-Bouba (Cameroun septentrional).....	69
<i>E. Raguin</i> et <i>J.-P. Destombes.</i> — Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne (3 fig.).....	75
<i>D. Schneegans</i> et <i>N. Theobald.</i> — Observations nouvelles sur le chevauchement frontal du Jura alsacien (3 fig.).....	89
<i>H. Alimen.</i> — Considérations sur l'espèce oligocène <i>Potamides Lamarcki</i> BRONG. et sur sa répartition en France (6 fig., 1 tab.).....	97
<i>M. Rech.-Frollo.</i> — Conditions lacustres en milieu marin. Le Danien de la partie orientale du sillon nord-pyrénéen (2 pl.).....	115
<i>A. Robaux.</i> — Étude géologique de la région sud d'Orchamps-Vennes. Les chevauchements du Mont-Miroir et du cirque de N.-D.-de-Consolation (7 fig.).....	123
<i>A. Rivière.</i> — Sur l'embouchure du Lay (Vendée), la sédimentation et la morphologie estuarienne (1 pl.).....	139
<i>F.-M. Bergounioux</i> et <i>J. Doubinger.</i> — Observations sur les « Stipites » de Balmarelesse (Aveyron) (1 pl., 2 tab.).....	153
<i>B. Brajnikov.</i> — Les grandes unités structurales du Brésil (1 fig.).....	161
<i>H. Schoeller.</i> — Le régime hydro-géologique des calcaires éocènes du synclinal du Dyr El Kef (Tunisie) (2 fig.).....	167
<i>J. Bourcart.</i> — Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère) (3 fig.).....	181
<i>R. Perrin.</i> — Quelques remarques à propos du noyau terrestre, de la lithosphère et des théories géologiques.....	199

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} HAUMONT.